



## **Landschaftsdynamik im Gebiet des Grossen Moores - Moorböden, Wassermanagement und landwirtschaftliche Nutzung im Spannungsfeld zwischen Produktivität und Nachhaltigkeit**

Egli, Markus ; Gärtner, Holger ; Rösli, Claudia ; Seibert, Jan ; Wiesenberg, Guido L B ; Wingate, Vladimir

**Abstract:** Das Berner Seeland umfasst die in einem Dreieck zwischen Neuenburger-, Murten- und Bielersee eingebettete Senke am Jurasüdfuss. Noch vor 160 Jahren prägten Überschwemmungen, Armut und Krankheiten (Malaria) das Leben der Bevölkerung. Die erste Juragewässerkorrektur (1868 - 1897) verbesserte die Situation für die lokale Bevölkerung entscheidend und eine ertragreiche Landwirtschaft wurde ermöglicht. Mitte des 20. Jahrhunderts traten erneut Probleme auf, diesmal bedingt durch die Absenkung grosser Flächen wegen Moorsackung und Moorabbau. Weitere Überschwemmungen waren die Folge. Als Konsequenz wurde ab 1963 die Zweite Juragewässerkorrektur umgesetzt, die 1973 ihren Abschluss fand. Der Prozess des Moorabbaus konnte aber nicht gestoppt werden. Verbreitet finden sich heute nur noch geringmächtige Böden und neue Senken, wo sich wiederum Wasser ansammelt. Für eine produktive Landwirtschaft braucht es aber fruchtbare Böden. Die Landwirtschaft steht somit vor der grossen Herausforderung, eine produktive, ertragreiche aber nachhaltige Bewirtschaftung für die Zukunft sicherzustellen. Im Berner Seeland laufen bereits einige Planungsprojekte im Hinblick auf die Gestaltung der zukünftigen Nutzung. Unsere Studie ist eine Ergänzung dazu. Wir beschäftigten uns mit der Entstehung der Moore im Berner Seeland sowie deren Abbau und Moorsackung seit den letzten rund 150 Jahren. Ein spezifisches Augenmerk wurde auf Geländeänderungen seit 1920 bis heute gelegt. Wir gingen der Frage nach, wie gross die Bodenabsenkungen der letzten hundert Jahre waren und welches die räumliche Verteilung in dieser Hinsicht war. Als Folge der Absenkungen und Verringerung der Bodenfruchtbarkeit werden seit mehreren Jahrzehnten lokal Massnahmen getroffen, die von Tiefpflügen bis zu Aufschüttungen reichen. Zwei derartige Aufschüttungen wurden von uns näher untersucht, um deren Einfluss auf den Boden und den Abbau der organischen Substanz zu erfassen. Da im Gebiet auch grosse Staatswälder vorhanden sind, stellte sich die Frage, inwiefern auch das Baumwachstum beeinflusst wird und welche Auswirkung dies auf den Torfabbau haben könnte. Das Drainagesystem und Binnenkanalnetz im Grossen Moos ist mit einer Länge von 80 Kilometern sehr komplex. Die Reaktion des Wasserstands in den Kanälen auf Niederschlagsereignisse, die Funktionsweise des Kanalsystems, die Rauheit der Kanäle und die Dynamik des Grundwassers waren von zusätzlichem Interesse. Bedingt durch die häufigen Richtungsänderungen und das Mäandrieren der Aare entstanden die Moore im Berner Seeland zu ganz unterschiedlichen Zeitpunkten. Wie unsere Datierungen zeigen, befand sich in der Gegend des heutigen Burgermoos/Lüscherzmoos ein grösserer See, der vor etwa 13'000 Jahren zu verlanden begann. Ab 11'000 Jahren vor heute bildete sich dann ein Moor. Im Grossen Moos fanden erste Moorbildungen etwa 10'000 - 11'000 Jahren vor heute statt. Im Bereich der mäandrierenden Aare konnten wir neue Moorbildungen bis etwa 3200 Jahre vor heute zurückverfolgen. Diese Moore wurden später zum Teil wieder überflutet und zugesandet, was dazu geführt hat, dass heute der Profilaufbau des Moorbodens an solchen Standorten sehr variabel ist. Die Aare lagerte einerseits Sedimente ab und andererseits konnten sich in alten Flussläufen und Überschwemmungsgebieten Feuchtstandorte bilden. Wir konnten hohe Sedimentationsraten bis etwa 5000 Jahre vor heute nachweisen und dann wiederum während den letzten 1500 - 2000 Jahren. Die ertragreiche Landwirtschaft führte in den letzten 150 Jahren zu einem starken Moorabbau. Unter landwirtschaftlicher Nutzung werden Kohlenstoffverluste

von bis zu 5 t C/(ha a) gemessen. Unter Waldvegetation beträgt dieser Verlust rund die Hälfte. Damit scheint sich die Waldvegetation positiv auszuwirken, indem sie die Moorzehrung zwar nicht verhindert, aber nachweisbar zu reduzieren vermag. Die Prozesse der Moor- bzw. Bodensackung sind bereits seit der Ersten Juragewässerkorrektur als ein grosses Problem erkannt worden. In dieser Arbeit gelang es uns, diese Oberflächenveränderung das erste Mal zu quantifizieren und auch räumlich zu differenzieren. 1920 wurden durch das Büro für Juragewässerkorrektur im Grossen Moos detaillierte Höhenkotenpläne erstellt. Die etwas mehr als 44'000 mit dem historischen Messtischverfahren erfassten Kartenpunkte wurden manuell digitalisiert. Auf dieser Basis wurde ein Geländemodell erstellt und mit demjenigen vom Jahr 2016 verglichen. In diesen knapp 100 Jahren konnten als Resultat grossflächig Absenkungen von bis zu 2.5 m nachgewiesen werden. Die gemessenen Absenkungen stimmen gut mit den C-Verlusten und berechneten Moorsackungsbeträgen im Landwirtschaftsland und Waldgebiet überein (0.7 – 2.5 m). Räumlich gesehen wurde eine grosse Variabilität aufgedeckt. Die am stärksten betroffenen Zonen liegen südlich von Ins und westlich von Kerzers. Mittels multispektraler Satellitendaten ist es heutzutage möglich, die Bepflanzung und das Wachstum der Felder einheitlich, flächendeckend und kontinuierlich zu beobachten. Diese Technologie steckt zwar noch im Entwicklungsstadium, kann aber langfristig Aufschluss darüber geben, ob und wie die Bodendegradation mit der Art der Bewirtschaftung zusammenhängt, um daraus Massnahmen für eine nachhaltige Landwirtschaft abzuleiten. Der NDVI (normalized difference vegetation index), der den roten und infraroten Spektralbereich berücksichtigt, gibt Auskunft über die Vegetationszyklen und diese wiederum über die Art und Intensität des Anbaus. Tendenziell korrelieren die als erhöht erkannten Vegetationszyklen mit dem Moorabbau. Das ausgeklügelte Kanalsystem im Berner Seeland dient sowohl der Be- wie auch der Entwässerung. Erst damit wurde eine ertragreiche Landwirtschaft überhaupt ermöglicht, wodurch sich das Berner Seeland zur «Gemüsekammer» der Schweiz entwickelte. Niederschlagsereignisse widerspiegeln sich meist direkt in einer Erhöhung des Grundwasserstandes. Von November bis März sind die Wehre in den Binnenkanälen geöffnet, da für die Landwirtschaft kein zusätzlicher Wasserbedarf besteht. Danach werden die Wehre schrittweise und nach Bedarf geschlossen, um den Grundwasserstand hoch zu halten und Wasser für die Pflanzen kontinuierlich zur Verfügung zu stellen. Die Zeitreihenanalyse der Grundwasserstände und eine detaillierte Analyse des Jahres 2018 haben gezeigt, dass sich der Grundwasserspiegel durch die Binnenkanäle gut steuern lässt. Sobald die Wehre aktiv geschlossen und/oder geöffnet werden, stabilisiert sich der Grundwasserspiegel und es treten wesentlich kleinere Schwankungen auf. Die hydrologische Rauheit der Kanäle ist in Bezug auf Fliessgewässer eher hoch. Dies charakterisiert die Kanäle als träge bis gleichmässig fliessend (Manning-Strickler Koeffizient 0.0265 – 0.0355 s/m<sup>1/3</sup>). Aufgrund des sehr geringen Gefälles muss das störungsfreie Fliessen im ganzen Binnenkanalsystem gesichert werden. Um weiterhin eine ertragreiche Landwirtschaft betreiben zu können, ist der ständige Unterhalt der Kanäle und Stauwehre eine zentrale Voraussetzung. Eine weitere wichtige Voraussetzung für eine ertragreiche Landwirtschaft sind fruchtbare Böden. Die Untersuchungen an den beiden Standorten mit erfolgter Aufschüttung zeigen, dass die durchgeführten Massnahmen erfolgreich waren: die Vernässungen wurden gestoppt, der Abbau organischer Materie des darunter liegenden Moorbodens reduziert und die Produktivität erhöht. Dieser Erfolg täuscht aber nicht darüber hinweg, dass das Bodenmaterial während des Einbaus stark verdichtet wurde. Dank der guten physikalischen Eigenschaften des eingebrachten Materials konnten aber Folgeschäden verhindert werden. Der Bodenschutz, die Behörden und Landeigentümer stehen damit vor der grossen Herausforderung, solche Massnahmen verstärkt zu koordinieren und nachhaltig einzusetzen. Das Grosse Moos weist auch grössere Waldgebiete aus. Die Auswertung von ca. 8000 Jahrringen von 54 beprobten Bäumen zeigt, dass die Waldvegetation primär durch das Niederschlagsregime und den Grundwasserspiegel gesteuert wird. Die Temperatur hingegen übt auf das Jahrringwachstum einen kleineren Einfluss aus. Da Eschen Tiefwurzler sind, können sie auch aus tieferen Schichten (Grund-) Wasser beziehen, während Fichten als Flachwurzler ihren Wasserbedarf aus dem obersten Bodenbereich abdecken müssen. Je nach Dichte der Bestockung und Ausbreitung der Wurzeln kann dies zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels führen. Das Resultat ist eine schwache Absenkung des Moorbodens in der Umgebung der Bäume. Die Waldvegetation wirkt sich insgesamt weniger negativ auf die Kohlenstoffbilanz im Boden aus als dies auf Landwirtschaftsflächen der Fall ist. Eigentlich hätte erwartet werden können, dass der Grundwasserspiegel im Wald tiefer läge als an baumlosen Standorten, da die Bäume generell mehr Wasser aus dem Boden ziehen als Feldfrüchte. Diese Vermutung kann mit den gemessenen Werten jedoch nicht bestätigt werden. Der Beschattungseffekt durch den Wald scheint die Transpiration der Baumvegetation auszugleichen, während auf offenen Flächen die Evaporation, durch stärkere Einstrahlung und Windgeschwindigkeit, den Wasserverlust erhöht. Bäume können sich also generell positiv auf die Böden ihrer Standorte auswirken. In diesem Zusammenhang ist allenfalls eine optimierte Kombination von Forst- und Landwirtschaft (Agroforstwirtschaft) zu erwägen, die eine potentielle alternative Landnutzung für besonders gefährdete Gebiete in Bezug auf Moorzehrung darstellt. Die Landwirtschaftsregion Berner Seeland wird zukünftig mit grossen Herausforderungen konfrontiert sein, wie einer steigenden Forderung nach mehr Natur und Bodenschutz sowie ökologischer Aufwertung der landwirtschaftlichen Strukturen

ohne die agrarische Produktion allzu sehr einzuschränken.

Posted at the Zurich Open Repository and Archive, University of Zurich

ZORA URL: <https://doi.org/10.5167/uzh-190633>

Monograph

Published Version

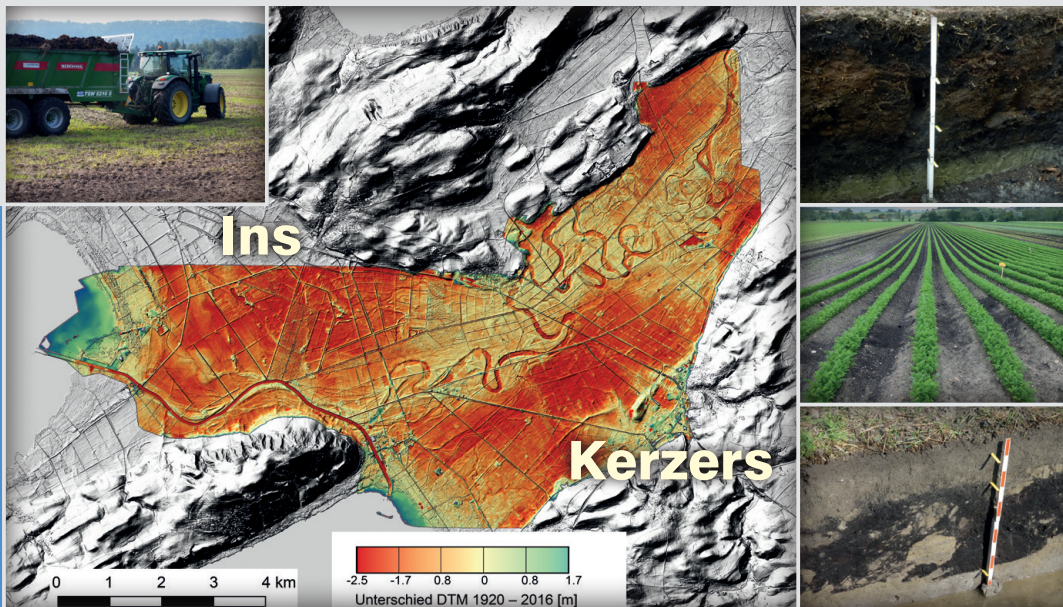
Originally published at:

Egli, Markus; Gärtner, Holger; Rösli, Claudia; Seibert, Jan; Wiesenberg, Guido L B; Wingate, Vladimir (2020). Landschaftsdynamik im Gebiet des Grossen Mooses - Moorböden, Wassermanagement und landwirtschaftliche Nutzung im Spannungsfeld zwischen Produktivität und Nachhaltigkeit. Zürich: Geographisches Institut der Universität Zürich.

MARKUS EGLI, HOLGER GÄRTNER,  
CLAUDIA RÖÖSLI, JAN SEIBERT,  
GUIDO WIESENBERG, VLADIMIR WINGATE

# Landschaftsdynamik im Gebiet des Grossen Moores

Moorböden, Wassermanagement und  
landwirtschaftliche Nutzung im Spannungsfeld  
zwischen Produktivität und Nachhaltigkeit







MARKUS EGLI, HOLGER GÄRTNER,  
CLAUDIA RÖÖSLI, JAN SEIBERT,  
GUIDO WIESENBERG, VLADIMIR WINGATE

# Landschaftsdynamik im Gebiet des Grossen Moores

Moorböden, Wassermanagement und  
landwirtschaftliche Nutzung im Spannungsfeld  
zwischen Produktivität und Nachhaltigkeit

---

Mit Beiträgen von:

Moorböden, Geochronologie: Wasja Dollenmeier,  
Pascal Griffel, Jeannine Suremann, Jan Weber, Mergime Zyberaj

Hydrologie: Basil Frefel, Nicole Hanselmann,  
Franziska Schwarzenbach, Simon Zoja

Bäume (Dendrochronologie): Nora Häggi, Marius Luder,  
Silvia Passardi, Lisa Maria Pirisinu

Oberflächenänderungen (GIS, remote sensing): Jan Aerni,  
Simon Amrein, Martin Lanz, Katja Rupf, Martin Specker

Herausgeber:

Prof. Dr. Andreas Vieli, Prof. Dr. Michael Schmidt, Prof. Dr. Jan Seibert, Prof. Dr. Markus Egli

Die vorliegende Publikation entstand aus Ergebnissen des zweisemestrigen Moduls GEO401 „Integratives Projekt“ (Berner Seeland), welches im Herbstsemester 2019 und Frühjahrssemester 2020 am Geographischen Institut der Universität Zürich (GIUZ) durchgeführt wurde.

Die Arbeiten wurden von Prof. Dr. M. Egli, PD Dr. Guido Wiesenberg, Alessandra Musso, Dr. Holger Gärtner (WSL, Birmensdorf), Prof. Dr. Jan Seibert, Dr. Claudia Rösli und Dr. Vladimir Wingate betreut.

Lektorat: Prof. Dr. Max Maisch

Für den Inhalt des Textes und der Illustrationen ist die Autorenschaft allein verantwortlich.

Die Herausgeber.

ISBN 978-3-906894-16-4

© Geographisches Institut der Universität Zürich, 2020

Bezugsadresse:

Geographisches Institut der Universität Zürich

Schriftenreihe Physische Geographie

Winterthurerstrasse 190

CH-8057 Zürich

E-Mail: [admin.phys@geo.uzh.ch](mailto:admin.phys@geo.uzh.ch)

Satz- und Druckvorstufe: Atelier Kästle, D-78247 Hilzingen

# Inhalt

<b>Vorwort und Dank</b>	<b>7</b>
<b>Zusammenfassung</b>	<b>9</b>
<b>1. Einführung in das Thema und die Problematik</b>	<b>13</b>
1.1. Einleitung	13
1.2. Landschaftsgeschichte	14
1.3. Überblick zu den historischen Juragewässerkorrekturen	16
1.3.1. Erste Juragewässerkorrektur, 1868-1891	16
1.3.2. Zweite Juragewässerkorrektur, 1962-1973	18
<b>2. Fragestellungen</b>	<b>20</b>
2.1. Ökologische Folgen der Juragewässerkorrekturen	20
2.2. Moorböden	21
2.3. Veränderung der Bodenoberfläche und Bodennutzung	22
2.4. Bäume	23
2.5. Hydrologie	23
<b>3. Methoden</b>	<b>24</b>
3.1. Moorböden	24
3.1.1. Beprobung	24
3.1.2. Probenaufbereitung	25
3.1.3. Glühverlust, organischer und anorganischer Kohlenstoff	25
3.1.4. Bodenatmung	25
3.1.5. Altersbestimmung	26
3.2. Erfassung von Oberflächenänderungen und Bodennutzung	27
3.2.1. Erhebung historischer Karten zur Erstellung eines digitalen Höhenmodells	27
3.2.2. Digitalisierung der Höhenpunkte von 1920	28
3.2.3. Interpolation der Punktdatensätze zur Erstellung des digitalen Höhenmodells	29
3.2.4. Digitale Höhenmodelle 2010–2016	29
3.2.5. Erstellen einer Höhen-Differenz-Karte	30
3.2.6. Klassierung der Bodennutzung anhand von Satellitendaten	30
3.2.6.1 Bildklassierung	30
3.2.6.2 Validierung der Daten	31

3.3. Bäume (Dendrochronologie)	31
3.3.1. Probenentnahme	31
3.3.2. Probenvorbereitung	32
3.3.3. Jahrringmessung und Kreuzdatierung	32
3.3.4. Datenanalyse	33
3.4. Hydrologie	34
3.4.1. Rauheit	34
3.4.2. Messung von Wasserstand und Temperatur	35
3.4.3. Analyse bestehender Datenreihen	36
3.4.4. Interview	37
<b>4. Ergebnisse</b>	<b>37</b>
4.1. Moorböden	37
4.1.1. Physikalische Parameter und Glühverlust	37
4.1.2. Kohlenstoffverlust	40
4.1.3. Radiokarbon-Altersbestimmung	44
4.1.4. Einfluss von Aufschüttungen auf den Abbau organ. Materie	45
4.2. Oberflächenänderungen und Bodennutzung	48
4.2.1. Koregistrierung der historischen Karten	48
4.2.2. Vergleich DHM 1920 und 2016	48
4.2.3. Artefakte u. Ungenauigkeiten der modernen Höhenmodelle	49
4.2.4. Differenzkarten	50
4.2.5. NDVI Zeitserien zur Bestimmung der Bodenbedeckung	54
4.2.6. Resultate der Klassierung Vegetationsperioden u. Validierung	55
4.3. Dendrochronologie	57
4.4. Hydrologie	60
4.4.1. Wasserstand und Temperatur	60
4.4.2. Grundwasser und meteorologische Daten	61
4.4.2.1 Grundwasserstände 1976 bis 2019	61
4.4.2.2 Grundwasserstand und Niederschlag im Jahr 2018	63
4.4.3. Aufstauexperiment und Untersuchung der Rauheit	64
4.4.3.1. Standort 1	64
4.4.3.2. Standort 2	65
<b>5. Diskussion</b>	<b>67</b>
5.1. Moorböden	67
5.1.1. Bildung, Verhalten und Zeitraum des Mooraufbaus	67
5.1.2. Einfluss von Aufschüttungen und Bodenverbesserungen	69
5.2. Oberflächenänderungen und Bodennutzung	71
5.2.1. Oberflächenänderung	71
5.2.2. Klassierung der Bodennutzung	74
5.3. Bäume	74

5.4. Hydrologie	76
5.4.1. Wasserstand und Temperatur	76
5.4.2. Grundwasserstand	77
5.4.3. Aufstauexperiment und Untersuchung der Rauheit	78
5.4.4. Revision des Kanalsystems	79
<b>6. Schlussfolgerungen</b>	<b>81</b>
Literatur	86
Datensätze	89

## Vorwort und Dank

Das Berner Seeland, die heutige «Gemüsekommer» der Schweiz, leidet immer mehr unter Bodenschwund. Vor rund 160 Jahren war das Berner Seeland noch eine Sumpf- und Torflandschaft mit allen Konsequenzen, wie u.a. der Verbreitung von Malaria. Durch die beiden Juragewässerkorrekturen im 19. und 20. Jahrhundert wurde das Gebiet entwässert und urbar gemacht. Die Landwirtschaft und zunehmend auch die Klimaerwärmung setzten dem ehemaligen Moorgebiet aber derart zu, so dass die organischen Böden heute an vielen Orten stark degradiert sind.

Mit dem Integrativen Projekt (GEO401) hatten wir die einmalige Möglichkeit, uns aus verschiedenen Blickwinkeln mit dieser Landschaft, deren Entstehung und Entwicklung sowie der Nutzung des Bodens auseinanderzusetzen. Wegen der erfolgten Degradation der Böden – der wichtigsten Produktionsgrundlage der Landwirtschaft – spricht man bereits von der Notwendigkeit einer Dritten Juragewässerkorrektur, die allerdings enorme Kosten verursachen würde. Zielführende Ideen und eine solide Datengrundlage für eine nachhaltige Nutzung der Gewässer und Böden sind deshalb gefragt.

Bei unseren Arbeiten wurden wir von vielen Personen begleitet und unterstützt. Unsere Studie entstand auf Anregung und nach regen Diskussionen mit Peter Thomet (Ins), dem Präsidenten der Pro Agricultura Seeland. Wir sind ihm für sein grosses Engagement zu grösstem Dank verpflichtet. Seine tiefen Kenntnisse über das Gebiet, dessen Nutzung und die von ihm entwickelten Ansätze zu vernetztem Denken erwiesen sich als ausserordentlich wertvoll. Obschon Peter Thomet nur so von Ideen, Hypothesen und möglichen Forschungsthemen sprudelt, konnten wir mit unseren Studien nur einem kleinen Teil dieser Anregungen nachgehen.



Peter Thomet vermittelte uns auch den Kontakt zur Interessensgemeinschaft Pro Agricultura Seeland (Aurelia Marti), die unsere Arbeit finanziell grosszügig unterstützte.

Ein ganz spezieller Dank gilt Robert Stegemann (Lüscher & Aeschlimann AG, Ins), der uns Zugang zu einer sensationellen Datengrundlage (Kartenblätter von 1920, erstellt durch das Büro für Juragewässerkorrektion) ermöglichte und uns immer wieder fachlich unterstützte.

Für fachliche Inputs möchten wir uns zudem bei Andreas Chervet (Fachstelle Bodenschutz Kt. Bern, Rütli, Zollikofen), Jens Leifeld (Agroscope, Zürich-Reckenholz) und Stéphane Burgos (Hochschule für Agrar, Forst- und Lebensmittelwissenschaften HAFL, Zollikofen) herzlich bedanken. Ebenso danken wir Patrick Scherler und Dafna Gilat (Vogelwarte Sempach) für die Bereitstellung von Vergleichsdaten zum Bodenbewuchs.

Es war auch nicht selbstverständlich, dass wir für unsere Bohrungen und Messungen im Feld Zutritt zu diversen privaten Grundstücken und dem Staatswald erhielten. Unser Dank gilt den Grundeigentümern Peter Röthlisberger und Fritz Mori sowie Martin Küng (Förster des Staatswaldes bei Müntschemier, Staatsforstbetrieb Bern, Region Mittelland).

Professionelle Unterstützung erhielten wir auch vor Ort am Inforama Seeland in Ins (René Steiner), Martin Freund (Pro Agricultura Seeland Vorstandsmitglied) sowie an der Universität Zürich im Labor des Geographischen Institutes (Thomy Keller, Tatjana Kraut, Veronica Veloso).

Hervorzuheben sei zudem die Unterstützung von Anton Marti (Landwirt im Berner Seeland, Präsident Kanäle West, Pro Agricultura Seeland Vorstandsmitglied) und Paul Hämmerli (Verantwortlicher für die Wasserregulierung im Berner Seeland), die uns die Funktionsweise des Binnenkanalsystem im Grossen Moos näher brachten.

Last but not least gilt ein riesiges Dankeschön an Max Maisch, der nicht nur das Lektorat für diese Buchproduktion übernahm, sondern unsere Ergebnisse auch in einer ausführlichen Videoproduktion festhielt.

## Zusammenfassung

Das Berner Seeland umfasst die in einem Dreieck zwischen Neuenburger-, Murten- und Bielersee eingebettete Senke am Jurasüdfuss.

Noch vor 160 Jahren prägten Überschwemmungen, Armut und Krankheiten (Malaria) das Leben der Bevölkerung.

Die erste Juragewässerkorrektion (1868 – 1897) verbesserte die Situation für die lokale Bevölkerung entscheidend und eine ertragreiche Landwirtschaft wurde ermöglicht. Mitte des 20. Jahrhunderts traten erneut Probleme auf, diesmal bedingt durch die Absenkung grosser Flächen wegen Moorsackung und Moorabbau. Weitere Überschwemmungen waren die Folge. Als Konsequenz wurde ab 1963 die Zweite Juragewässerkorrektion umgesetzt, die 1973 ihren Abschluss fand. Der Prozess des Moorabbaus konnte aber nicht gestoppt werden. Verbreitet finden sich heute nur noch geringmächtige Böden und neue Senken, wo sich wiederum Wasser ansammelt. Für eine produktive Landwirtschaft braucht es aber fruchtbare Böden. Die Landwirtschaft steht somit vor der grossen Herausforderung, eine produktive, ertragreiche aber nachhaltige Bewirtschaftung für die Zukunft sicherzustellen.

Im Berner Seeland laufen bereits einige Planungsprojekte im Hinblick auf die Gestaltung der zukünftigen Nutzung. Unsere Studie ist eine Ergänzung dazu. Wir beschäftigten uns mit der Entstehung der Moore im Berner Seeland sowie deren Abbau und Moorsackung seit den letzten rund 150 Jahren. Ein spezifisches Augenmerk wurde auf Gelände Veränderungen seit 1920 bis heute gelegt. Wir gingen der Frage nach, wie gross die Bodenabsenkungen der letzten hundert Jahre waren und welches die räumliche Verteilung in dieser Hinsicht war. Als Folge der Absenkungen und Verringerung der Bodenfruchtbarkeit werden seit mehreren Jahrzehnten lokal Massnahmen getroffen, die von Tiefpflügen bis zu Aufschüttungen reichen. Zwei derartige Aufschüttungen wurden von uns näher untersucht, um deren Einfluss auf den Boden und den Abbau der organischen Substanz zu erfassen. Da im Gebiet auch grosse Staatswälder vorhanden sind, stellte sich die Frage, inwiefern auch das Baumwachstum beeinflusst wird und welche Auswirkung dies auf den Torfabbau haben könnte. Das Drainagesystem und Binnenkanalnetz im Grossen Moos ist mit einer Länge von 80 Kilometern sehr komplex. Die Reaktion des Wasserstands in den Kanälen auf Niederschlagsereignisse, die Funktionsweise des Kanalsystems, die Rauheit der Kanäle und die Dynamik des Grundwassers waren von zusätzlichem Interesse.

Bedingt durch die häufigen Richtungsänderungen und das Mäandrieren der Aare entstanden die Moore im Berner Seeland zu ganz unterschiedlichen Zeitpunkten. Wie unsere Datierungen zeigen, befand sich in

der Gegend des heutigen Burgermoos/Lüscherzmoos ein grösserer See, der vor etwa 13'000 Jahren zu verlanden begann. Ab 11'000 Jahren vor heute bildete sich dann ein Moor. Im Grossen Moos fanden erste Moorbildungen etwa 10'000 – 11'000 Jahren vor heute statt. Im Bereich der mäandrierenden Aare konnten wir neue Moorbildungen bis etwa 3200 Jahre vor heute zurückverfolgen. Diese Moore wurden später zum Teil wieder überflutet und zugesandet, was dazu geführt hat, dass heute der Profilaufbau des Moorbodens an solchen Standorten sehr variabel ist. Die Aare lagerte einerseits Sedimente ab und andererseits konnten sich in alten Flussläufen und Überschwemmungsgebieten Feuchtstandorte bilden. Wir konnten hohe Sedimentationsraten bis etwa 5000 Jahre vor heute nachweisen und dann wiederum während den letzten 1500 – 2000 Jahren.

Die ertragreiche Landwirtschaft führte in den letzten 150 Jahren zu einem starken Moorabbau. Unter landwirtschaftlicher Nutzung werden Kohlenstoffverluste von bis zu 5 t C/(ha a) gemessen. Unter Waldvegetation beträgt dieser Verlust rund die Hälfte. Damit scheint sich die Waldvegetation positiv auszuwirken, indem sie die Moorzehrung zwar nicht verhindert, aber nachweisbar zu reduzieren vermag.

Die Prozesse der Moor- bzw. Bodensackung sind bereits seit der Ersten Juragewässerkorrektur als ein grosses Problem erkannt worden. In dieser Arbeit gelang es uns, diese Oberflächenveränderung das erste Mal zu quantifizieren und auch räumlich zu differenzieren. 1920 wurden durch das Büro für Juragewässerkorrektur im Grossen Moos detaillierte Höhenkotenpläne erstellt. Die etwas mehr als 44'000 mit dem historischen Mess-tischverfahren erfassten Kartenpunkte wurden manuell digitalisiert. Auf dieser Basis wurde ein Geländemodell erstellt und mit demjenigen vom Jahr 2016 verglichen. In diesen knapp 100 Jahren konnten als Resultat grossflächig Absenkungen von bis zu 2.5 m nachgewiesen werden. Die gemessenen Absenkungen stimmen gut mit den C-Verlusten und berechneten Moorsackungsbeträgen im Landwirtschaftsland und Waldgebiet überein (0.7 – 2.5 m). Räumlich gesehen wurde eine grosse Variabilität aufgedeckt. Die am stärksten betroffenen Zonen liegen südlich von Ins und westlich von Kerzers.

Mittels multispektraler Satellitendaten ist es heutzutage möglich, die Bepflanzung und das Wachstum der Felder einheitlich, flächendeckend und kontinuierlich zu beobachten. Diese Technologie steckt zwar noch im Entwicklungsstadium, kann aber langfristig Aufschluss darüber geben, ob und wie die Bodendegradation mit der Art der Bewirtschaftung zusammenhängt, um daraus Massnahmen für eine nachhaltige Landwirtschaft abzuleiten. Der NDVI (normalized difference vegetation index), der den roten und infraroten Spektralbereich berücksichtigt, gibt Auskunft über die Vegetationszyklen und diese wiederum über die Art und Intensität

des Anbaus. Tendenziell korrelieren die als erhöht erkannten Vegetationszyklen mit dem Moorabbau.

Das ausgeklügelte Kanalsystem im Berner Seeland dient sowohl der Be- wie auch der Entwässerung. Erst damit wurde eine ertragreiche Landwirtschaft überhaupt ermöglicht, wodurch sich das Berner Seeland zur «Gemüsekommer» der Schweiz entwickelte. Niederschlagsereignisse widerspiegeln sich meist direkt in einer Erhöhung des Grundwasserstandes. Von November bis März sind die Wehre in den Binnenkanälen geöffnet, da für die Landwirtschaft kein zusätzlicher Wasserbedarf besteht. Danach werden die Wehre schrittweise und nach Bedarf geschlossen, um den Grundwasserstand hoch zu halten und Wasser für die Pflanzen kontinuierlich zur Verfügung zu stellen. Die Zeitreihenanalyse der Grundwasserstände und eine detaillierte Analyse des Jahres 2018 haben gezeigt, dass sich der Grundwasserspiegel durch die Binnenkanäle gut steuern lässt. Sobald die Wehre aktiv geschlossen und/oder geöffnet werden, stabilisiert sich der Grundwasserspiegel und es treten wesentlich kleinere Schwankungen auf. Die hydrologische Rauheit der Kanäle ist in Bezug auf Fließgewässer eher hoch. Dies charakterisiert die Kanäle als träge bis gleichmässig fließend (Manning-Strickler Koeffizient  $0.0265 - 0.0355 \text{ s/m}^{1/3}$ ). Aufgrund des sehr geringen Gefälles muss das störungsfreie Fließen im ganzen Binnenkanalsystem gesichert werden. Um weiterhin eine ertragreiche Landwirtschaft betreiben zu können, ist der ständige Unterhalt der Kanäle und Stauwehre eine zentrale Voraussetzung.

Eine weitere wichtige Voraussetzung für eine ertragreiche Landwirtschaft sind fruchtbare Böden. Die Untersuchungen an den beiden Standorten mit erfolgter Aufschüttung zeigen, dass die durchgeführten Massnahmen erfolgreich waren: die Vernässungen wurden gestoppt, der Abbau organischer Materie des darunter liegenden Moorbodens reduziert und die Produktivität erhöht. Dieser Erfolg täuscht aber nicht darüber hinweg, dass das Bodenmaterial während des Einbaus stark verdichtet wurde. Dank der guten physikalischen Eigenschaften des eingebrachten Materials konnten aber Folgeschäden verhindert werden. Der Bodenschutz, die Behörden und Landeigentümer stehen damit vor der grossen Herausforderung, solche Massnahmen verstärkt zu koordinieren und nachhaltig einzusetzen.

Das Grosse Moos weist auch grössere Waldgebiete aus. Die Auswertung von ca. 8000 Jahrringen von 54 beprobten Bäumen zeigt, dass die Waldvegetation primär durch das Niederschlagsregime und den Grundwasserspiegel gesteuert wird. Die Temperatur hingegen übt auf das Jahrringwachstum einen kleineren Einfluss aus. Da Eschen Tiefwurzler sind, können sie auch aus tieferen Schichten (Grund-) Wasser beziehen, während Fichten als Flachwurzler ihren Wasserbedarf aus dem obersten

Bodenbereich abdecken müssen. Je nach Dichte der Bestockung und Ausbreitung der Wurzeln kann dies zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels führen. Das Resultat ist eine schwache Absenkung des Moorbodens in der Umgebung der Bäume. Die Waldvegetation wirkt sich insgesamt weniger negativ auf die Kohlenstoffbilanz im Boden aus als dies auf Landwirtschaftsflächen der Fall ist. Eigentlich hätte erwartet werden können, dass der Grundwasserspiegel im Wald tiefer läge als an baumlosen Standorten, da die Bäume generell mehr Wasser aus dem Boden ziehen als Feldfrüchte. Diese Vermutung kann mit den gemessenen Werten jedoch nicht bestätigt werden. Der Beschattungseffekt durch den Wald scheint die Transpiration der Baumvegetation auszugleichen, während auf offenen Flächen die Evaporation, durch stärkere Einstrahlung und Windgeschwindigkeit, den Wasserverlust erhöht. Bäume können sich also generell positiv auf die Böden ihrer Standorte auswirken. In diesem Zusammenhang ist allenfalls eine optimierte Kombination von Forst- und Landwirtschaft (Agroforstwirtschaft) zu erwägen, die eine potentielle alternative Landnutzung für besonders gefährdete Gebiete in Bezug auf Moorzehrung darstellt.

Die Landwirtschaftsregion Berner Seeland wird zukünftig mit grossen Herausforderungen konfrontiert sein, wie einer steigenden Forderung nach mehr Natur- und Bodenschutz sowie ökologischer Aufwertung der landwirtschaftlichen Strukturen ohne die agrarische Produktion allzu sehr einzuschränken.

# 1. Einführung in das Thema und die Problematik

## 1.1. Einleitung

Das Gebiet zwischen Murten-, Neuenburger- und Bielersee, in welchem auch das Grosse Moos zu finden ist, hat eine bewegte Geschichte (Abb. 1). Heutzutage ist das Berner Seeland das wichtigste Gemüseanbauggebiet der Schweiz und zeichnet sich durch eine hohe landwirtschaftliche Produktivität aus (Nast, 2006; Abb. 2). Doch das war nicht immer so. Über viele Jahrhunderte bis Jahrtausende wurde dieses Gebiet immer wieder durch grosse Überschwemmungen heimgesucht, so dass sich verbreitet Moor- und Torfböden bildeten. Dank einer zweimaligen Korrektur der Juragewässer wurden die einstigen Sumpfgebiete im 19. und 20. Jahrhundert in fruchtbares Ackerland umgewandelt.



Abbildung 1:  
Übersicht zum Untersuchungsgebiet  
Berner Seeland und Grosse Moos.

Quelle:  
Ausschnitt aus LK100, map.geo.admin.ch.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).

Durch die Absenkung der See- und Grundwasserspiegel sowie aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung sackten die organischen Böden ab. Verbreitet existieren nur noch dünne Bodenschichten. Für eine produktive Landwirtschaft braucht es aber fruchtbare Böden. Die Zukunft der Landwirtschaft ist damit herausgefordert. Mithilfe moderner Technologien und angepassten Strategien wird heute versucht, eine nachhaltige Nutzung des Gebietes in die Wege zu leiten. Diese soll auch den Klimawandel und den Aspekt der Biodiversität angemessen berücksichtigen. Damit steht dem Berner Seeland möglicherweise eine nächste, die „Dritte Juragewässerkorrektur“ bevor, mit allerdings enormen Kostenfolgen.

Diese Arbeit versucht einen Beitrag zur Klärung wichtiger offener Fragen zu leisten und befasst sich mit den voranschreitenden landschaftlichen



Veränderungen, welche im Berner Seeland durch die beiden Juragewässerkorrekturen im 19. Und 20. Jahrhundert ausgelöst wurden. Die Problematik wird aus unterschiedlichen, geographisch relevanten Blickwinkeln wie Böden & Wälder, Landschaftsgeschichte, Geographische Informationssysteme & Fernerkundung und Hydrologie beleuchtet.

Abbildung 2:  
Übersicht über das Grosse Moos.

© Fonds Landschaft Schweiz



## 1.2. Landschaftsgeschichte

Während den Eiszeiten im Pleistozän war das Gebiet des Berner Seelandes wiederholte Male von alpinen Eismassen bedeckt. Vor rund 22'000 Jahren, während des letzteiszeitlichen Maximums (LGM = Last Glacial Maximum) lagerte der eiszeitliche Walliser Gletscher – vereinigt mit dem Aare Gletscher – unterhalb von Solothurn rund um Wangen a.d.A. einen mächtigen Endmoränenkomplex ab (Ivy-Ochs et al., 2006). Nach dem Schwund des Eises vor ca. 20'000 Jahren bildeten sich im ehemaligen Zungenbecken durch Rückstau zahlreiche grössere und kleinere Seen. Das Schmelz- und Niederschlagswasser sammelte sich in den Senken der flachen Moränenlandschaft, die durch die wilde Aare laufend umgestaltet wurde. Durch Zuschüttung, Aufstau und nachfolgende Freilegung der Ausflüsse durch Erosion unterlagen die frühen Seespiegel immer wieder starken Schwankungen (Wohlfarth und Amman, 1991; Wohlfarth und Schneider, 1991). Die Aare änderte häufig ihren Lauf, floss phasenweise nach Südosten, dem Neuenburger See zu, oder drehte plötzlich wieder Richtung Nordosten. Vor 11'000 bis 10'600 Jahren floss die Aare in zahlreichen Schlaufen durch das Grosse Moos dem Neuenburgersee zu (Abb. 3). Vor 10'600 bis 10'000 Jahren entstanden am nordöstlichen Ufer des Neuenburgersees Sanddünen, die das Flussnetz nach Süden abdrängten (Wohlfarth-Meyer, 1987). Vor etwa 10'000 bis 9000 Jahren wurden

die Flussläufe im Grossen Moos vorübergehend inaktiv und verlandeten. Die Aare schwenkte nun für rund 1000 Jahre um und strömte von Aarberg Richtung Nordosten. Vor 9000 bis etwa 5000 Jahren wechselte die Aare ihren Lauf wieder nach Südwesten und durchfloss erneut das Grosse Moos. Ab 5000 Jahren bis heute wurden die Flussläufe im Grossen Moos mehrheitlich aufgegeben und die Aare folgte ab diesem Zeitpunkt meist ihrem heutigen Lauf nach Büren.

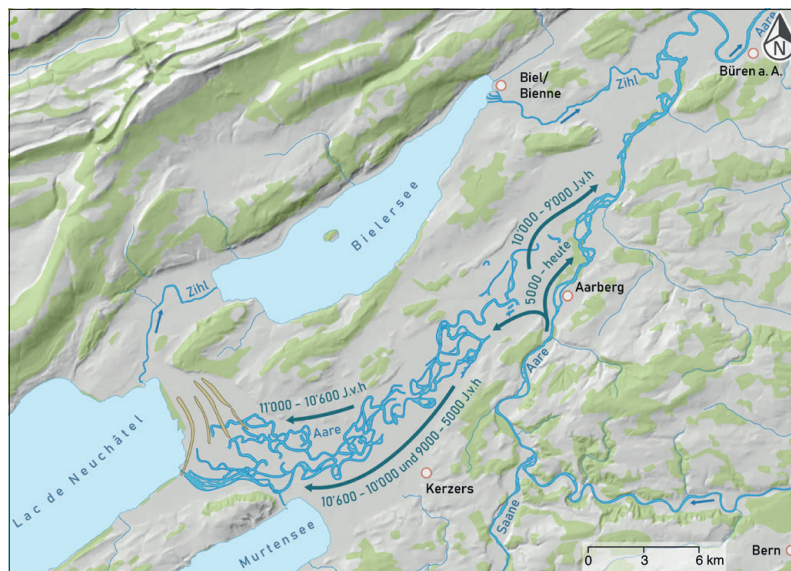


Abbildung 3:  
Prähistorische Flussläufe der Aare  
im Berner Seeland.

Quelle: Wohlfarth-Meyer, 1987

Das Berner Seeland ist durch übertiefte Felströge und glazial überprägte Molasseanhöhen charakterisiert. Die Felsbecken sind mit bis über 300 m mächtigen quartären Lockersedimenten verfüllt, die sich aus einer komplizierten Abfolge von glazialen Schottern, Moränen und interglazialen Seesedimenten zusammensetzen (Kellerhals und Tröhler, 1976; vgl. auch Kartenlayer «Höhenmodell der Felsoberfläche», swisstopo, map.geo.admin.ch).

Ab dem Mesolithikum wurden in der Region Menschen sesshaft (Dubler, 2010). Im Grossen Moos entwickelte sich durch schwankende Seespiegel eine ausgedehnte Sumpflandschaft. Eine intensive landwirtschaftliche Nutzung war aufgrund der Versumpfung über lange Zeit unmöglich. Es kam bis ins 19. Jahrhundert immer wieder zu starken Überschwemmungen, was Armut, Hungersnot und Krankheiten zur Folge hatte (Lüscher, 2005). Aufgrund dessen sollte eine Gewässerkorrektur nach dem Vorbild der Linthkorrektur, welche in den Jahren 1807-1816 durchgeführt wurde, vorgenommen werden, so dass auch die Menschen im Berner Seeland vor bedrohlichen Überschwemmungen geschützt werden (Vischer, 2001).

Schon in der zweiten Hälfte des 17. Jahrhunderts wurden erste Überlegungen zu Massnahmen gegen die Überflutungsgefahr angestellt (Moser, 1991). Angetrieben wurden die Pläne zur Zügelung der Natur von wiederkehrenden Überflutungen. In ähnlicher Weise wie die Menschen war auch ihr Nutzvieh durch das Wasser bedroht. Beispielsweise raffte im Jahr 1758 ein Hochwasser in der Region die Hälfte aller Kühe und zwei Drittel aller Schafe dahin (Grosjean, 2004). Erst im Jahr 1837, rund 150 Jahre nach den ersten Überlegungen in die Natur einzugreifen, wurden nach dem Besuch des neu gebauten Linthwerkes durch Vertreter der Interessensgruppe schliesslich Stimmen laut, dass die Aare in den Bielersee umgeleitet werden sollte (Moser, 1991). Politische Wirren, wie die Freischarenzüge und der Sonderbundskrieg, führten dazu, dass erst die Gründung der Eidgenossenschaft im Jahr 1848 die Umsetzung der Pläne ermöglichte. 1863 beschloss die Bundesversammlung, die drei Seen abzusinken und die Aare in den Bielersee umzuleiten (Moser, 1991). Damit war der Grundstein für einen tiefgreifenden künstlichen Eingriff in die Landschaftsgeschichte gelegt.

### **1.3. Überblick zu den historischen Juragewässerkorrekturen**

#### **1.3.1. Erste Juragewässerkorrektur, 1868-1891**

*«Gebe Gott, dass wir das vorgesetzte grosse Ziel mit seiner Hülfe erreichen und einem so schönen Theile unseres geliebten Vaterlandes die Segnungen zuzuwenden in Stande sein möchten, welche der Tieferlegung des Bielersees und der Korrektur der Aare unmittelbar folgen müssen!» - W. Kutter, 1854 [sic.]*

In diesen Worten des Berner Geometers Wilhelm Kutter an den Berner Regierungsrat, welche mehr als ein Jahrzehnt vor dem Beginn der tatsächlichen Umsetzung des wasserbaulichen Grossprojekts der Ersten Juragewässerkorrektur verfasst wurden, wird klar, welche Bedeutung und Wichtigkeit der Ersten Juragewässerkorrektur sowohl in gesellschaftlicher als auch in politischer Hinsicht zukam.

Verschiedene Massnahmen zur Bekämpfung der oben erwähnten Probleme wurden schon viele Jahre vor der Mitte des 19. Jahrhunderts ausgearbeitet, diskutiert und wieder verworfen. Die entscheidende Vorlage gelang im Jahr 1842 dem Bündner Richard La Nicca, nachdem in den 1830er Jahren ein Initiativkomitee zur Umsetzung der Juragewässerkorrektur ins Leben gerufen worden war (Vischer & Feldmann, 2005). Einberufen und angeführt wurde dieses Komitee vom einheimischen Arzt Johann Rudolf Schneider, der aufgrund dieser Aktion und dank seines nachfolgenden unermüdlichen Einsatzes für die Region auch als

«Retter des Seelands» bezeichnet wird. Insbesondere sorgte er dafür, dass die Erste Juragewässerkorrektur die notwendige Finanzierung fand und so die politischen Hürden meistern konnte (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977). Angetrieben wurde er dabei wohl davon, dass er schon als Junge Hochwasserkatastrophen und ihre Folgen hautnah miterleben musste (Grosjean, 2004).

Die Projektvorlage von La Nicca enthielt die Umleitung der Aare durch den Hagneck-Kanal in den Bielersee, die Ableitung von Zihl und Aare aus dem Bielersee durch den Nidau-Büren-Kanal, den Bau von Broye- und Zihl-Kanal sowie Entsumpfungsarbeiten im Grossen Moos (Vischer & Feldmann, 2005). Damit sollte der Problematik Abhilfe geschaffen werden, dass die Aare mit ihrem geringen Gefälle, die damals nicht in den Bielersee floss, sondern sich bei Büren mit der Zihl vereinigte, so viel Geschiebe mit sich brachte, dass bei Hochwasser die Zihl zurückgestaut wurde (Moser, 1991). Dies führte weiter dazu, dass es auch im Neuenburger- und im Murtensee, welche über Zihl und Broye indirekt mit dem Bielersee verbunden sind und waren, zu Rückstauungen kam und sich ein riesiger See bildete, welcher die Felder und Dörfer verwüstete (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977).

Sowohl Johann Rudolf Schneider als auch Richard La Nicca hatten vorerst gegen diverse politische Einwände zu kämpfen. Beispielsweise sprach sich der anfängliche Mitstreiter, Johann Ulrich Ochsenbein, später erster Nationalratspräsident der Schweiz und Bundesrat, öffentlich gegen die Vorlage von La Nicca aus und befürwortete stattdessen grössere Korrekturen der Zihl und der Aare, um die Mündung der Zihl flussabwärts zu verlegen. Dies sollte ebenfalls verhindern, dass der Bielersee durch das Geschiebe der Aare gestaut wird (Vischer & Feldmann, 2005).

Im Jahr 1867 wurde schliesslich der Bundesbeschluss gefasst, das Projekt von La Nicca umzusetzen (Vischer & Feldmann, 2005). Dass dies so lange dauerte, hatte verschiedene Gründe. Neben der Tatsache, dass der Bundesstaat noch in den Kinderschuhen steckte, brauchte es in gewissem Sinne auch immer wieder Überschwemmungen, damit die Not nicht in Vergessenheit geriet und das Projekt so vorangetrieben werden konnte. Weiter muss beachtet werden, dass für die damals noch arme Schweiz die Kosten für ein solches Grossprojekt eine immense Herausforderung darstellten (Grosjean, 2004).

Die Umsetzung der Ersten Juragewässerkorrektur erfolgte zwischen den Jahren 1868 und 1891. Um den Seespiegel des Bielersees abzusenken und damit den Bau von Zihl- und Broye-Kanal zu ermöglichen, wurde zuerst am Nidau-Büren-Kanal gearbeitet. Dieser erstreckt sich über eine Länge von rund 12 km und wurde ungefähr entlang dem Bett der aus dem Bielersee fliessenden Zihl angefertigt (Vischer & Feldmann, 2005).

Für die Erstellung des weiter südlich zu liegen kommenden Hagneck-Kanal, der das Aarewasser in den Bielersee leiten sollte, musste der Seerücken des Bielersees durchstochen werden. 90 Prozent des Aushubes erledigten die Arbeiter, der Rest wurde der Erosion der Aare überlassen. Diese wurde ab dem Sommer 1878 durch den Kanal geschickt, beziehungsweise suchte sich den Weg durch den Kanal aufgrund eines auftretenden Hochwassers selbst (Vischer & Feldmann, 2005). Der Durchstich führte zur Entdeckung eines unvollendeten Tunnels, welcher auf die Römerzeit datiert wird. Dieser kann als Hinweis gewertet werden, dass bereits die Römer eine Entwässerung des Grossen Mooses als wünschenswert erachteten (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977).

Gleichzeitig zum Hagneck-Kanal wurden die Broye zwischen dem Murten- und dem Neuenburgersee sowie die Zihl zwischen Neuenburger- und Bielersee begradigt und zum Broye- beziehungsweise Zihlkanal umgestaltet (Vischer & Feldmann, 2005). Die Spiegelhöhen der drei Seen wurden durch die Korrektur um zwei bis drei Meter gesenkt (Müller & Aerni, 1961).

Durch die Erste Juragewässerkorrektur konnte Kulturland im Ausmass von 20'000 Hektaren gewonnen werden. Dieses Land ist es, welches das Berner Seeland bis heute zu einem der wichtigsten Landwirtschaftsgebiete der Schweiz macht (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977). Im Gegenzug dazu entstand durch die Seespiegelabsenkung des Neuenburgersees an dessen südlichem Ufer das grösste zusammenhängende Feuchtgebiet der Schweiz, welches als eine Art «Ersatzbiotop» für die verschwundenen Sumpfgebiete im Grossen Moos betrachtet werden kann (Buttler et al., 1985).

Innerhalb des Grossen Mooses, wie auch in anderen Moorgebieten des Berner Seelands wurde im Zuge der Ersten Juragewässerkorrektur auch die sogenannte Binnenkorrektur ausgeführt. Diese umfasste die Erstellung des bis heute genutzten Kanalnetzes von ca. 80 km Länge. Damit wurde über viele Jahre hinweg für die Be- und Entwässerung eine technische Grundlage geschaffen, welche die Inwertsetzung der einst sumpfigen Gebiete als landwirtschaftliche Nutzfläche möglich machte (Moser, 1991).

### **1.3.2. Zweite Juragewässerkorrektur, 1962–1973**

Die erfolgreiche Senkung der Seespiegel sowie des Grundwasserspiegels im Berner Seeland führte dazu, dass sich mit der Zeit auch die landwirtschaftlich genutzte Fläche, meist aus Torf bestehend, absenkte. Zwischen 1880 und 1960 konnte eine Senkung von rund einem Meter beobachtet werden. Hochwasser führten damit schneller zu Überschwemmungen beziehungsweise reichten vergleichsweise höher hinauf (Müller & Aerni, 1961). Zusätzlich wurde vermehrt auch in tieferen Lagen Landwirtschaft

betrieben, so zum Beispiel an den neu gewonnenen Flächen an den Seeufern. Möglicherweise wiegten sich die Menschen durch den Erfolg der Ersten Juragewässerkorrektion in einer falschen Sicherheit (Moser, 1991).

Schon 1910 kam es im Berner Seeland wieder zu grossen Überflutungen, welche Stimmen laut werden liessen, dass eine erneute Gewässerkorrektion nötig sei. Die mangelnde Unterstützung durch die anderen Kantone führte zunächst dazu, dass der Kanton Bern in den Jahren 1936 bis 1939 im Nidau-Büren-Kanal das Regulierwehr Port (mit Schiffsschleuse) errichtete, um das alte Wehr zu ersetzen, welches die Situation bei Hochwasser nämlich nur noch verschlimmerte (Moser, 1991).

Gegen Ende des Zweiten Weltkrieges, im Jahr 1944, wurde die Region zwischen Biel und Solothurn erneut von einer Überschwemmung heimgesucht (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977). Durch den Rückstau des Wassers über den Zihlkanal bis hinauf in den Neuenburgersee wurden weite Teile des Seelands überflutet, wobei das Wasser wochenlang stehen blieb und durch die nachfolgenden tiefen Temperaturen sogar gefror (Moser, 1991). Weitere Überschwemmungen in den Jahren 1950, 1952 und 1956 führten daraufhin dazu, dass eine ausführliche Zweite Juragewässerkorrektion endgültig in die Wege geleitet wurde (Grosjean, 2004). Insbesondere wurde befürchtet, dass aufgrund der fortschreitenden Bodensenkung in Zukunft auch Sommerhochwasser zu Überschwemmungen führen könnten. Bis anhin wurden diese vorwiegend durch Hochwasser ausgelöst, welche infolge von Wärmeeinbrüchen im Winter ausgelöst wurden (Müller & Aerni, 1961).

1952 wagten die betroffenen Kantone einen Projektvorschlag (Moser, 1991). Die Ziele der Zweiten Juragewässerkorrektion waren die Senkung der Höchstwasserstände sowie die Eingrenzung der Seespiegelschwankungen auf zwei bis drei Meter. Als übergeordnete Projektidee galt es, das ganze Gewässernetz des Seelands zu einem «kommunizierenden System» zusammenzuschliessen (Müller & Aerni, 1961). Damit sollte erreicht werden, dass sich die drei Seen als «Einheitssee» verhalten, um so das Problem der Überschwemmungen für immer zu überwinden (Moser, 1991).

Im Rahmen der Zweiten Juragewässerkorrektion wurden einerseits der Broye-, Zihl- und Nidau-Büren-Kanal vergrössert, sodass dort mehr Wasser abfliessen konnte. Andererseits wurden das Flussufer der Aare bis nach Solothurn durch Verbau gesichert und weitere Massnahmen zur Regulierfähigkeit des Systems getroffen (Schweizerische Verkehrszentrale, 1977). Grundsätzlich wollte man die Resultate der Ersten Juragewässerkorrektion verbessern und vervollständigen. Auch bei dieser Korrektion wurden diverse archäologische Funde, insbesondere aus der Römerzeit, gemacht, jedoch keine mehr, welche auf Entwässerungspläne der Römer hinwiesen (Moser, 1991).



Mit der Zweiten Juragewässerkorrektion wurden 57 km Fliessgewässer korrigiert. Die Vergrösserung des Nidau-Büren-Kanals ermöglicht seit-her eine grössere Abflussmenge aus dem Bielersee, was bei Hochwasser vor Rückstau in den Neuenburger- und in letzter Konsequenz auch in den Murtensee schützt. Insbesondere führte der Bau von Kraftwerken dazu, dass die abgesenkten Wasserpegel nun auch besser reguliert werden können. Dies ist insbesondere auch für die Drainagesysteme, welche im Grossen Moos von höchster Bedeutung sind, von Vorteil (Moser, 1991).

Mit diesen Drainagesystemen und dem Binnenkanalnetz im Grossen Moos werden wir uns im weiteren Verlauf dieser Arbeit beschäftigen.

## **2. Fragestellungen**

### **2.1. Ökologische Folgen der Juragewässerkorrekturen**

Im Zuge der beiden Juragewässerkorrekturen wurden die Moorböden des Grossen Mooses mehrheitlich entwässert. Durch die damit verbundene Belüftung der Moorböden wurde der mikrobielle Abbau der organischen Bodensubstanz zu CO<sub>2</sub> begünstigt (Hagedorn et al., 2018). Als Folge davon schrumpfte der Torfkörper und die einst mächtigen Schichten wurden zudem stark abgebaut. Die landwirtschaftlichen Praktiken mit mechanisierten Bodenbearbeitungsmassnahmen führten zu einer fortwährenden Durchmischung des Oberbodens mit den bis dahin meist unbelüfteten Kohlenstoff-reichen Unterböden oder dem ursprünglichen Ausgangssediment. In der Folge resultierte durch den Abbau des organischen Materials ein massiver Bodenverlust.

Die durchschnittliche Mächtigkeit der organischen Böden hat in der Schweiz über die letzten hundert Jahre pauschal um gut einen Meter abgenommen (Hagedorn et al., 2018). Für das Gebiet des Berner Seelandes wurden Ausmass und Geschwindigkeit dieser Bodendegradation bislang aber noch nie genauer oder systematisch erfasst. Da die Bodenvariabilität in diesem Gebiet zudem sehr gross ist, dürften folglich auch die Absenkungsbeträge lokal stark variieren, da nicht alle Böden gleichviel organische Materie enthalten. Bedingt durch die Bodenabsenkung und Bodenschrumpfung (durch Substanzabbau) und dem damit einhergehenden Verlust an Bodenfruchtbarkeit wird nach alternativen und neuen Methoden gesucht, um die hohe Produktivität der Landwirtschaft weiterhin zu gewährleisten. Neue Anbautechniken, z.B. durch Wechsel auf andere Anbauprodukte (z.B. Reis) sowie Steigerung der Bodenfruchtbarkeit durch Aufschüttungen oder Bodenumlagerungen stehen zur Diskussion und werden intensiv debattiert. Auch die Forstwirtschaft

ist gefordert. Bislang ist nur wenig über das Beziehungsgefüge zwischen Baumbewuchs, dem bestehenden hydrologischen System sowie der Torf- bzw. Bodendegradation bekannt. Die agrarische Nutzung ist essenziell von einem ausgeklügelten Kanalnetz abhängig. Dessen Unterhalt und technische Steuerung, beeinflussen direkt die landwirtschaftliche Produktion und deren Erträge. Das Bewirtschaftungssystem der Kanäle und die damit verbundenen aktuellen und zukünftigen Probleme sind gegenwärtig nur in Ansätzen bekannt.

In zahlreichen wichtigen Aspekten der Bodenverhältnisse und Landnutzung bestehen also erhebliche Daten- und Wissensdefizite, die wir mit unseren Studien durch gezielte Fragestellungen zumindest ansatzweise zu beheben versuchen.



Abbildung 4:  
Bodenprofile und landwirtschaftliche Nutzung. Von links nach rechts: Torfboden unter Wald, Moorboden tiefgepflügt, Rüblfeld (mit Moorsackung) und mechanisierte Bewirtschaftung.

Quelle Luftaufnahme: Google Earth.

## 2.2. Moorböden

In Bezug auf die Landschaftsgeschichte und speziell auf die Bildung und den Abbau der Moorböden ergaben sich folgende Forschungsfragen:

- Wann und wie haben sich die Moorböden gebildet?
- Wie schnell verlief der Torf-/Mooraufbau bzw. wie gross waren die Sedimentationsraten im Grossen Moos?
- Wie verhalten sich diese Raten über die Zeit?
- Lässt sich eine Beziehung zu den Klimaschwankungen herstellen?
- Wie viel organische Materie hat sich seit den Juragewässerkorrekturen an ausgewählten Standorten abgebaut?
- Wie sieht die räumliche Verteilung der organischen Materie im Oberboden des Untersuchungsgebietes aus?

Aufschüttungen und Bodenverbesserungen:

- *Verringern Aufschüttungen (als Bodenverbesserungs-Massnahmen) den Abbau organischer Materie in Moorböden?*
- *Führen Aufschüttungen eventuell zu einer verstärkten Akkumulation an organischem Kohlenstoff?*

### **2.3. Veränderung der Bodenoberfläche und Bodennutzung**

Bislang blieb unbekannt, wie gross die Oberflächenabsenkungen im Berner Seeland (speziell im Grossen Moos) wirklich waren und wie sich diese im Raum verteilen. Obwohl einige historische Dokumente in Bezug auf die einstigen Geländehöhen vorliegen (z.B. Lüdi, 1935 oder Dufour- und Sigfried-Karten), schien eine für wissenschaftliche Ansprüche hinreichend genaue Berechnung von Veränderungen der Geländeoberfläche (d.h. im Meter- bis Dezimeter-Bereich) als ein bislang kaum realisierbares Unterfangen.

Zu Veränderungen der Oberflächenhöhe wurde in einem ersten Teil folgenden Fragen nachgegangen:

- *Lassen sich Oberflächen-Höhenänderungen anhand historischer Kartengrundlagen bestimmen und im Vergleich mit modernen Geoinformationsdaten (sog. Höhenmodellen) flächendeckend untersuchen?*
- *Wie gross waren die Bodenabsenkungsbeträge in den letzten ca. hundert Jahren tatsächlich?*
- *Können Regionen mit deutlich unterschiedlichen Höhenänderungen identifiziert werden?*

Angaben zur Flächennutzung in der Landwirtschaft sind dynamische Grössen, denn die Ackerflächen unterliegen einem saisonalen/jährlichen Wechsel der jeweils angebauten Fruchtfolgearten. Im zweiten Teil der Untersuchung zur Bodennutzung war es unser Ziel, anhand von Satellitendaten eine Oberflächen-Klassifizierung zu erarbeiten, mit welcher Gemüse-, Getreide und Grasanbauflächen unterschieden werden können. Da sich diese Zielsetzung jedoch als sehr komplex erwies, wurde im Rahmen dieses Projektes auf die Identifizierung von Grasland fokussiert, um zusätzlich die Nutzungsintensitäten der Felder abzuschätzen. Aufbauend auf diesem ersten Schritt könnte in Zukunft allenfalls indirekt auch auf die Bodenabsenkung im Berner Seeland geschlossen werden.

Konkret widmeten wir uns folgender spezifischen Frage:

- *Wie zuverlässig lassen sich Graslandflächen mit Zeitserien von Satellitenbildern, bearbeitet mit der Google Earth Engine (GEE), klassifizieren?*

## 2.4. Bäume

Bäume reagieren mit Wachstumsschwankungen messbar auf Umweltveränderungen. Diese Reaktionen können über die Analyse von Jahrringen entschlüsselt werden. Da im Untersuchungsgebiet zwei grössere Wälder existieren, bot es sich an, das Wachstumsverhalten zwei typischer Baumarten mit wichtigen Umwelt- bzw. Klimaparametern zu vergleichen.

Folgenden Fragen sind wir nachgegangen:

- *Welchen Einfluss üben der Niederschlag und die Temperatur in diesem Gebiet auf das Baumwachstum aus?*
- *Lassen sich anhand des Baumwachstums im Staatswald Kanalbezirk Rückschlüsse auf Wasserspiegelschwankungen im Untergrund ziehen?*
- *Sind dadurch Aussagen über die Auswirkungen des Torfabbaus der letzten Jahrzehnte möglich?*

## 2.5. Hydrologie

Das Drainagesystem und Binnenkanalnetz im Grossen Moos sind sehr komplex. Seit der Ersten Juragewässerkorrektion wurde ein Binnenkanalsystem von über 80 km Länge angelegt, wobei der bernische Hauptkanal sowie der auf freiburgischem Kantonsgebiet liegende Grand Canal die längsten Einzelabschnitte bilden. Das Kanalsystem wurde über die Jahre stetig erweitert, seitlich wegführende Nebenkanäle gegraben, unterirdische Drainageleitungen verlegt und es wurden insgesamt 36 Wehre zur Regulierung und Verteilung des Wassers installiert (Schneeberger, 2013). Die Gemüseproduktion im Grossen Moos ist nur möglich durch ständige Regulierung der Grundwasserstände und Bodenverbesserungen. Zur Regulierung des Grundwasserstandes werden die Binnenkanäle und die dazugehörigen technischen Anlagen eingesetzt.

Daraus ergaben sich folgende Forschungsfragen:

- *Wie funktioniert das Binnenkanalsystem im Grossen Moos?*
- *Welchen Einfluss hat es auf das Grundwasser?*
- *Welche Revisionen und Aufwertungen des Binnenkanalsystems sind erwünscht oder vorgesehen?*
- *Wie verhält sich der Wasserstand in den Kanälen über einen längeren Zeitraum und wie reagiert dieser auf Niederschlagsereignisse?*
- *Welche Rauheit weist die Sohle des Hauptkanals auf?*
- *Wie lassen sich unterschiedliche Rauheitswerte innerhalb des Hauptkanals erklären?*
- *Welche Dynamiken sind in den Grundwasserwerten der Region festzustellen?*
- *Welche Zusammenhänge gibt es hier zu Niederschlagswerten?*

### 3. Methoden

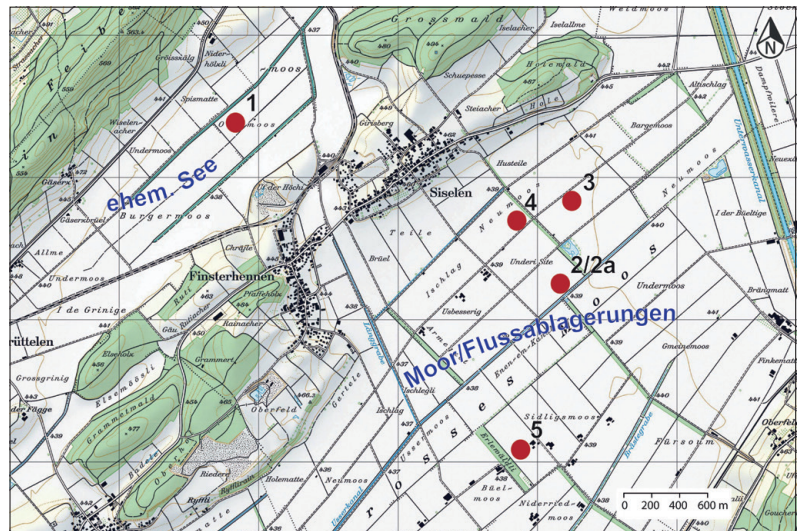
#### 3.1. Moorböden

##### 3.1.1. Beprobung

Um die Prozesse, welche zu einer Absenkung des Bodens von mehreren Metern führte, besser zu verstehen und daraus eine nachhaltigere Nutzung abzuleiten, wurden Schwerpunktmessungen an fünf Standorten durchgeführt. Diese wurden so ausgewählt, dass sie die räumliche Heterogenität in etwa abzudecken und damit die relevanten Prozesse im Grossen Moos angemessen zu beschreiben vermögen (Abb. 5). Standort 1 befindet sich nordwestlich vom Dorf Siselen in einer Senkenlage mit sehr organischen Böden und wird ackerbaulich genutzt. Die Standorte 2 – 5 liegen in der Ebene des Grossen Mooses südöstlich von Siselen. Die Probenentnahme bei Standort 2 fand auf einem Acker statt, welcher teilweise aufgeschüttet worden war. Der aufgeschüttete Teil wird als Standort 2a bezeichnet. Diese Aufschüttung mit Unterbodenmaterial fand im November 2013 statt. An Standort 3 befindet sich ein «steinreiches» Moor, das ackerbaulich genutzt wird (Karottenfeld). Die Böden sehen sehr dunkel aus und lassen einen hohen Anteil an organischer Materie vermuten. Das Vorhandensein sehr vieler Steine (gerundet; eine Art Schotter) ist aber für einen Moorboden sehr ungewöhnlich. Standort 4 (Ackerfeld mit aktueller Zwischenkultur) ist ein typischer, nicht von Bodenverbesserungsmassnahmen veränderter Moorboden. Standort 5 wurde grossflächig aufgeschüttet. Dabei wurde der organische Oberboden abgetragen, mineralreiches Bodenmaterial eingebracht und der Oberboden wieder darüber verteilt. Dies führte zu einer Erhöhung der Geländeoberfläche.

Abbildung 5: Übersicht zu den beprobten Bodenstandorten.

Quelle: Ausschnitt der LK25, swisstopo.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).





Diese Arbeiten wurden schon vor ein paar Jahren durchgeführt, um die ständige Vernässung und Überschwemmung dieser Parzelle bei intensiveren Niederschlägen zu verhindern. Diese Fläche wird heute für Weidewirtschaft genutzt und die Bodenverbesserung als erfolgreich bestätigt. An diesen Standorten wurden Bohrungen durchgeführt (bis max. etwa 5 m), um den Schichtaufbau möglichst differenziert zu erfassen. Die Beprobung erfolgte im Feld mit einem Humax-Bohrer (motorbetrieben) und einem Russischen Torfbohrer (manuell).

### **3.1.2. Probenaufbereitung**

Unmittelbar nach der Probenahme wurde das Probenmaterial im Laborofen bei 40 bis 70 °C während 48 Stunden getrocknet. Im nächsten Verarbeitungsschritt wurde das Material auf eine Korngrösse von 2 mm gesiebt, um den Skelettanteil von der Feinerde zu trennen.

Zusätzlich zu diesen Proben wurden Messungen zur Bodenatmung (Ausstoss von CO<sub>2</sub>) durchgeführt. Diese wurden sowohl vor Ort im Feld sowie im Labor unter kontrollierten Bedingungen durchgeführt.

### **3.1.3. Glühverlust, organischer und anorganischer Kohlenstoff**

Der organische Anteil eines Bodens kann durch Verbrennung der Bodenprobe und der anschliessenden Bestimmung des Gewichtsverlustes ermittelt werden. Wenige Gramm einer Probe werden dabei in einem Muffelofen für sechs Stunden bei 550 °C erhitzt. Anschliessend wird die Differenz des Probengewichtes vor und nach der Verbrennung zur Berechnung der Menge an organischem Material ermittelt. Der Gewichtsverlust stellt dabei den organischen, der Rückstand den anorganischen Anteil der Probe dar (Pansu und Gautheyrou, 2006).

Da die meisten Proben anorganische und organischen Kohlenstoff enthielten, wurde in einem ersten Schritt der Gesamtgehalt an Kohlenstoff (C), der sich aus der Summe aus organischem Kohlenstoff (C<sub>org</sub>) und anorganischem Kohlenstoff (C<sub>anorg</sub>) zusammensetzt, ermittelt. In einem zweiten Schritt wurde der organische Kohlenstoff nach Ansäuern der Probe mittels Salzsäure und anschliessendem Neutralisieren gemessen. Die Messung des Kohlenstoffgehalts, sowie dessen stabiler Isotopenzusammensetzung (δ<sup>13</sup>C) erfolgte anschliessend in einem Elementaranalysator, der mit einem Isotopenverhältnis-Massenspektrometer gekoppelt ist (Thermo Scientific Flash HT, gekoppelt mit Conflo IV und Delta V Plus).

### **3.1.4. Bodenatmung**

Der Abbau von organischem Material erfolgt durch Mikroorganismen, die dabei CO<sub>2</sub> veratmen. Zusätzlich können Wurzeln CO<sub>2</sub> in den Boden



abgeben, welches ebenso wie das von Mikroorganismen abgegebene  $\text{CO}_2$  zur Bodenatmung beiträgt. Die Höhe dieser Emission ist unter anderem abhängig von der Populationsdichte der Mikroorganismen und der Durchwurzelungsintensität. Im Feld wurden während der Probenahme mit einem Vernier-Gerät und angeschlossener  $\text{CO}_2$ -Sonde in einem in den Boden eingebrachten geschlossenen Zylinder innerhalb von 10 Minuten der Anstieg der  $\text{CO}_2$ -Konzentration oberhalb vom Boden gemessen und daraus die Flächen-bezogene Bodenatmung über den Jahresverlauf errechnet. Im Durchschnitt wurden pro Standort 6 Replikate gemessen. Da diese kurzzeitige Messung sehr von den zum Messzeitpunkt bestehenden Witterungsbedingungen und dem Vegetationsbestand abhängt, wurden zusätzlich Inkubationen unter kontrollierten Bedingungen (bei 25 °C im Dunkeln) über 58 Tage im Labor durchgeführt. Dabei wurden die Bodenproben (pro Probe 3 Replikate) mit einem Gefäss mit Natronlauge (1M NaOH-Lösung) und einem anderen Gefäss mit Wasser in luftdichten Einmachgläsern inkubiert. Die Natronlauge nahm dabei das in der Bodenatmung freigesetzte  $\text{CO}_2$  auf, während das Wasser die Bodenprobe vor dem Austrocknen bewahrte. Es wurde wöchentlich die NaOH-Lösung ausgetauscht und anschliessend die Menge des in der NaOH-Lösung aufgefangenen  $\text{CO}_2$  über die Messung der Leitfähigkeit der Lösung und über eine entsprechende Kalibrationskurve quantifiziert. Anschliessend wurde die durchschnittliche  $\text{CO}_2$ -Abgabe pro Kilo Trockenboden und Tag berechnet und auf ein Jahr und die Fläche extrapoliert.

### 3.1.5. Altersbestimmung

Bei der Radiokarbon-Datierungsmethode wird das Verhältnis  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  von kohlenstoffhaltigen Proben gemessen. Kohlenstoff kommt in verschiedenen Isotopen wie beispielsweise  $^{12}\text{C}$ ,  $^{13}\text{C}$ , oder  $^{14}\text{C}$  vor, wobei die stabilen Isotope  $^{12}\text{C}$  (~98.9%) und  $^{13}\text{C}$  (~1.1%) nahezu die Gesamtheit der C-Isotope ausmachen und der Anteil des radioaktiven  $^{14}\text{C}$  nur 10<sup>-10</sup>% beträgt. Das Verhältnis von  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  ist in der Atmosphäre konstant. Daher kann mit der Veränderung des Verhältnisses  $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$  das Alter von biologischem Material ermittelt und über eine Kalibration in Kalenderjahre umgerechnet werden. Man kann mit dieser Methode bis zu 50'000 Jahre weit zurückdatieren.

Für die Bestimmung des Alters der Moore, die ebenfalls Kohlenstoff enthalten, wurden vier Proben von Standort 4 (S4) aus verschiedenen Tiefen an die ETH Zürich zur Radiokohlenstoffdatierung mit der Beschleuniger-Massenspektrometrie (Accelerator mass spectrometry, AMS) geschickt. Die erhaltenen  $^{14}\text{C}$ -Resultate haben wir mit OxCal kalibriert und erhalten somit Alter in Jahre calBP (Before Present, wobei «present» als das Jahr 1950 definiert ist).

3.2. Erfassung von Oberflächenänderungen und Bodennutzung

3.2.1. Erhebung historischer Karten zur Erstellung eines digitalen Höhenmodells

Um ein digitales Höhenmodell zu errechnen, sind topografische Daten in Form von Punktdaten notwendig. 1920 wurden durch das Büro für Juragewässerkorrektion, im Hinblick auf die Planung der Zweiten Juragewässerkorrektion, im Grossen Moos Höhenknotenpläne erstellt.

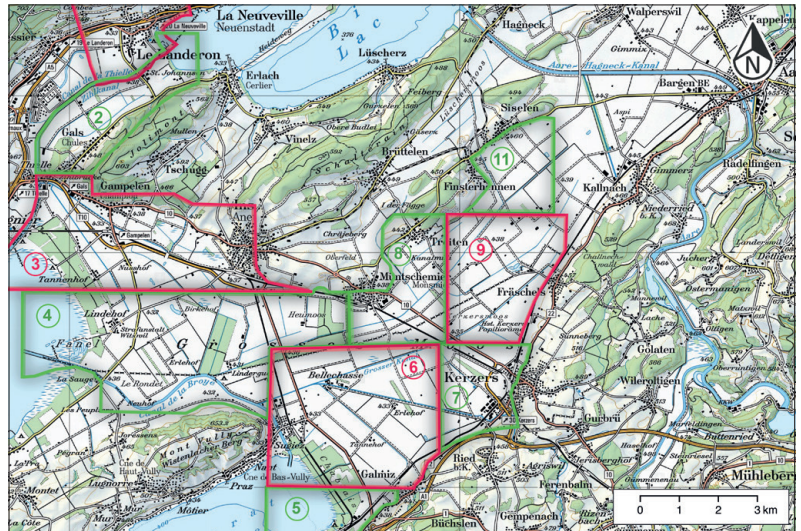
Diese Karten wurden mittels des historischen Messtischverfahrens aufgenommen, welches traditionellerweise zur Geländeaufnahme verwendet wurde. Das Messtischverfahren beruht auf einer Winkelmessung, welche über ein dreibeiniges Messstativ über einem Vermessungspunkt aufgestellt wird. Darauf wurde ein Messtischblatt befestigt, Gelände- oder auch Objektpunkte angezielt und die Richtungen und Entfernungen zu ihnen im richtigen Massstab abgetragen (Kern, 2010). Die vorliegenden Karten wurden in einem Massstab von 1:5000 erstellt, mit einer Äquidistanz der Höhenlinien von 0.5 m. Als Referenzhöhe für die Beschriftung der erhobenen Punkte wurde die Höhenlinie mit der Äquidistanz von zehn gewählt (Zähllinien z.B. 430 m ü. M. oder 440 m ü. M.). Die Höhen der Punkte sind mit einer Genauigkeit von 0.1 m angegeben. Die Triangulationspunkte werden mit einer Genauigkeit von 0.01 m angegeben. Insgesamt wurden neun Karten für das Berner Seeland mittels der Messtischmethode angefertigt, wovon sechs im Rahmen dieses Projektes digitalisiert wurden (Tabelle 1 und Abb. 6).

Blatt-nummer	Digitalisierung der Höhenknoten	Fläche [m²]	Anzahl digitalisierter Punkte	Quelle
Blatt 2	nicht verwendet			Lüdin P. (1920)
Blatt 3	nicht verwendet			Vogel, E. (1920a)
Blatt 4	abgeschlossen	18'805'337	13'006	Vogel, E. (1920b)
Blatt 5	nicht verwendet			Winkler, A. (1920a)
Blatt 6	abgeschlossen	14'251'948	8831	Winkler, A. (1920b)
Blatt 7	abgeschlossen	3'909'347	3886	Winkler, A. (1920c)
Blatt 8	abgeschlossen	5'693'682	5041	Vogel, E. (1920c)
Blatt 9	abgeschlossen	9'508'597	9291	Vogel, E. (1920d)
Blatt 11	abgeschlossen	3'804'806	4264	Vogel, E. (1920e)
Total		55'973'717	44'319	

Tabelle 1:  
Die Kartenausschnitte aus dem Jahr 1920 inkl. Quellen und Übersicht.

Abbildung 6: Übersichtskarte zum Perimeter der verschiedenen Kartenblätter aus dem Jahr 1920.

Quelle: LK100, swisstopo, map.geo.admin.ch.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).



### 3.2.2. Digitalisierung der Höhenpunkte von 1920

Die historischen Karten wurden für die Digitalisierung eingescannt. Um die Messpunkte digitalisieren zu können, musste jeder Kartenteil anhand des Koordinatengitters der Karten georeferenziert werden. Da die Koordinaten aus dem Jahr 1920 stammen, mussten die Koordinatenkreuzpunkte, welche jeweils mit einer Koordinate versehen sind, zuerst mit der folgenden Formel transformiert werden:

$$\text{Koordinate EAST neu} = 600'000 - \text{Koordinate EAST alt} \quad (1)$$

$$\text{Koordinate NORTH neu} = 200'000 - \text{Koordinate NORTH alt} \quad (2)$$

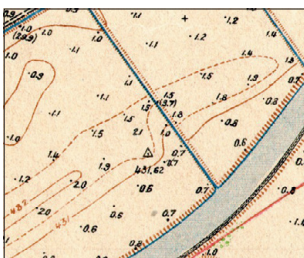


Abbildung 7:  
Ausschnitt der historischen Karte mit den durch das Messschverfahren bestimmten Höhenpunkten.

Die 1920er Karte wurde im nächsten Schritt anhand der Helmert-Koordinaten-Transformation (Teunissen, 1988) ins Referenzsystem CH1903/LV03 transformiert. Die Einpassung erfolgte anhand des «Georeferencer GDAL»-Plugins der Opensource-Software Q-GIS 3.2.2.

Insgesamt wurden pro Karte mehr als sieben Koordinatenkreuze in die Transformation miteinbezogen, um eine zuverlässige Georeferenzierung der Karte zu erzielen. Dazu werden für alle Punkte die Residuen geprüft, welche im Durchschnitt möglichst klein bleiben sollen.

Um anschliessend für jeden einzelnen Messpunkt die Höhe zu erfassen, wurde ein neues Shapefile mit einem Attribut *height* erstellt. Mit der Funktion *add point feature* werden die Höhen aus der Karte digital in eine Attributtabelle übertragen. Dazu wurde zur Bestimmung der Höhe eines spezifischen Punktes der Wert neben dem Punkt zur Referenzhöhe (430 m ü. M.) addiert. Die horizontale Distanz zwischen den Punkten liegt bei 10–25 m (Abb. 7).

### 3.2.3. Interpolation der Punktdatensätze zur Erstellung des digitalen Höhenmodells

Um die digitalisierten Punkte aus der 1920er Karte in einem Höhenmodell darzustellen, müssen deren Knoten interpoliert werden. Es gibt verschiedene Interpolationsmethoden, wie zum Beispiel *Kriging*, *Inverse Distance Weighting (IDW)*, *Triangulated Irregular Network (TIN)* oder *Nearest Neighbour*, welche je nach Aufnahmemethode der Höhen gewählt werden. Für die Interpolation von Höhendaten aus unregelmässig verteilten Punkten aus Bodenvermessungen, wie hier der Fall, wird bevorzugt eine TIN-Interpolation verwendet (CHARIM, 2016). Diese eignet sich für kleinere Regionen, welche interpoliert werden sollen, um aus Punktdaten mit Höheninformation eine Oberfläche zu generieren. Ein Vorteil der TIN-Interpolation ist, dass sie isomorphisch interpoliert, was bedeutet, wenn ein Punkt a höher als ein Punkt b ist, wird die interpolierte Höhe von a auch höher sein als bei b. Isomorphie behält also die Reihenfolge von Höhen entlang von Terrain-Punkten bei. Grundsätzlich nähert sich eine TIN-Interpolation dem Terrain immer mit einem flachen Dreieck an, ohne dabei die Kurvature mit einzubeziehen. Daher wird ein konkaves Terrain eher über- und ein konvexes Terrain eher unterschätzt. Dies sollte bei der Interpretation der Höhenmodelle mit einbezogen werden (Liu et al., 2015). Die TIN-Interpolation wurde mittels ArcMap 10.6.1. durchgeführt. Zudem wurde ein Polygon von Hand um die Punkte gezeichnet, um die Fläche der zu interpolierenden Punkte zu definieren. Das Polygon wurde von Hand gezeichnet, da die Punktmenge zu gross war um dies über eine Funktion (z.B. *concave hull*) berechnen zu lassen. Dieses Polygon soll die Interpolation vor allem am Rande verbessern, da eine Interpolation über Einbuchtungen, in welchen keine Daten vorhanden sind, verhindert wird. Mit der Funktion *TIN to Raster* wird das TIN für die Nutzung in QGIS exportiert. Dabei muss beachtet werden, dass bei der Einstellung *sampling distance die cell-size* 10 verwendet wird, um eine gute Auflösung beibehalten zu können.

Nach dem Erstellen der digitalen Höhenmodelle wurden diese zunächst visuell auf ihre Qualität überprüft. Stachen Punkte heraus, wurde die Höhe der Pixel mit den historischen Karten verglichen. So konnten Werte, welche bei der Digitalisierung falsch eingegeben wurden, eliminiert werden. Anschliessend wurde das interpolierte Gebiet mit einem Polygon verschnitten, welches die Grenzen der Punkte angibt.

### 3.2.4. Digitale Höhenmodelle 2010–2016

Die modernen digitalen Höhenmodelle, erstellt von der swisstopo, konnten über die Studentenplattform GeoVITe (2020) bezogen werden, welche vom Institut für Kartografie und Geoinformation der ETH (IKG) unterhalten

wird. Für die Differenzkarten wurde das digitale Höhenmodell swiss-ALTI3D (DTM «digital terrain model») verwendet.

Das swissALTI3D-DTM ist ein hochaufgelöstes digitales Höhenmodell (Auflösung des TIN: 2m, Genauigkeit: +/- 0.5m), welches in einem Nachführungszyklus von 6 Jahren überarbeitet wird (Bundesamt für Landestopografie (swisstopo), 2018).

### 3.2.5. Erstellen einer Höhen-Differenz-Karte

Damit die Höhenunterschiede visuell dargestellt werden können, wurden im *raster calculator* die digitalen Höhenmodelle voneinander subtrahiert und anschliessend die Höhenunterschiede mit einem geeigneten Farbschema visuell dargestellt. Eine Höhendifferenzkarte wurde einerseits mit den digitalen Höhenmodellen von 1920 und 2016 erstellt, andererseits aber auch mit den digitalen Höhemodellen von 2010 und 2016 um mit den Höhendifferenzkarten vertraut zu werden.

### 3.2.6. Klassierung der Bodennutzung anhand von Satellitendaten

Alle Schritte zur Herstellung der Bildklassifizierung wurden in Google Earth Engine (GEE) durchgeführt. Dazu wird eine Kombination von Sentinel-2 Daten (Sentinel-2 MSI: MultiSpectral Instrument, Level-2A: räumliche Auflösung 10 m, Wiederholungsintervall 5 Tage) und Landsat 8 Daten (USGS Landsat 8 Surface Reflectance Tier 1: räumliche Auflösung 30 m, Wiederholungsintervall 16 Tage) verwendet. Es wurden Bilder des untersuchten Gebietes mit Wolkenbedeckung von <20% vom Zeitraum Dez. 2017 bis Jan. 2019 berücksichtigt.

#### 3.2.6.1 Bildklassierung

Um eine Karte mit der Anzahl Wachstumszyklen zu erstellen, werden Wachstumszyklen innerhalb eines Jahres mit dem Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) identifiziert:

$$NDVI = \frac{(NIR-ROT)}{(NIR+ROT)} \quad (3)$$

Der Index beruht auf der Annahme, dass gesunde Vegetation im roten Bereich (ROT) des sichtbaren Spektralbereichs (600 nm bis 780 nm) wenig Strahlung reflektiert. Im Nahinfrarotbereich (NIR, 780 nm bis 3 µm) wird viel reflektiert, bedingt durch die Zellstruktur von Blättern.

So können grüne, vitale Pflanzen von anderen Oberflächen (Fels, Boden) und von toter Vegetation unterschieden werden (GISGeography.com, 2020). Der NDVI-Wertebereich 0 bis 1 entspricht einer sehr spärlichen (=0) bis sehr hohen Vegetationsaktivität (max. 1). Durch Veränderungen

des NDVI's können Erntezeitpunkte einer Agrar- oder Grasfläche und somit die Anzahl Wachstumszyklen bestimmen werden.

Für die NDVI Bestimmung wurden die Bänder 4 und 5 (Landsat 8) sowie 4 und 8 (Sentinel-2) jeweils für ROT und NIR verwendet und wolkenbedeckte Pixel herausgefiltert. Die NDVI-Zeitreihe des Jahres 2018 wird für jedes Pixel berechnet und die Anzahl NDVI-Maxima bestimmt (jedes Maximum entspricht dabei einer Vegetationsperiode). Es wird eine harmonische Funktion mit der Methode Linear Regression Reducer Methode von GEE in die Beobachtungen eingepasst. Es können vier Klassen unterschieden werden: Ein Maximum, zwei Maxima (grösseres im Frühling), zwei Maxima (grösseres im Herbst) und drei Maxima. Grasland, welches drei und mehr Wachstumszyklen zeigt, unterscheidet sich so von anderen Agrarflächen mit nur einem oder zwei Zyklen. Überlagert wird die Klassifizierung mit der Agrimask, welche nicht-Agrarflächen ausschließt (Fawcett, 2017).

### **3.2.6.2 Validierung der Daten**

Die Resultate einer Bildklassifizierung müssen anschliessend noch validiert werden, anhand von Beobachtungen mit einer Feldkamera. Die Beobachtungen wurden von der Vogelwarte Sempach aus den Gebieten Bunziwil, Geretsried, Guggisberg, Heitiwil, Schwarzenburg und Wengliswil westlich des Berner Seelands zur Verfügung gestellt, wobei sie die Bebauungsart und Schnittzeitpunkte der Felder über einen Zeitraum von 2017 bis 2019 per Feldkamera beobachtet und ausgewertet hat. Die beobachteten Felder der Vogelwarte Sempach werden dazu mit den Resultaten der Satellitenbilder verschnitten und pro Pixel verglichen.

## **3.3. Bäume (Dendrochronologie)**

### **3.3.1. Probenentnahme**

Die Fichten wurden 2019 an zwei verschiedenen Standorten beprobt, welche beide im Staatswald Kanalbezirk im Kanton Bern liegen (Abb. 8). Die Proben wurden mit Holzbohrern (5 mm Durchmesser) auf Brusthöhe (ca. 1.3 m) entnommen. Dabei wurde die Neigung des Baumes berücksichtigt, um Proben mit Reaktionsholz zu vermeiden. Jeder Baum wurde zweifach beprobt. Nach der Entnahme wurden die Holzproben in Papierröhrchen gelegt, beschriftet und während des Trocknens unter einem Gewicht gelagert, so dass sie sich nicht verbiegen konnten.

Eschen wurden an einem dritten Standort (Abb. 8) mit demselben Verfahren beprobt. Insgesamt wurden 108 Bohrkerne von 54 Bäumen gesammelt (Tabelle 2). Zusätzlich zu den vor Ort entnommenen Eschenproben wurde von Matthias Bolliger (Archäologischer Dienst des Kantons Bern)



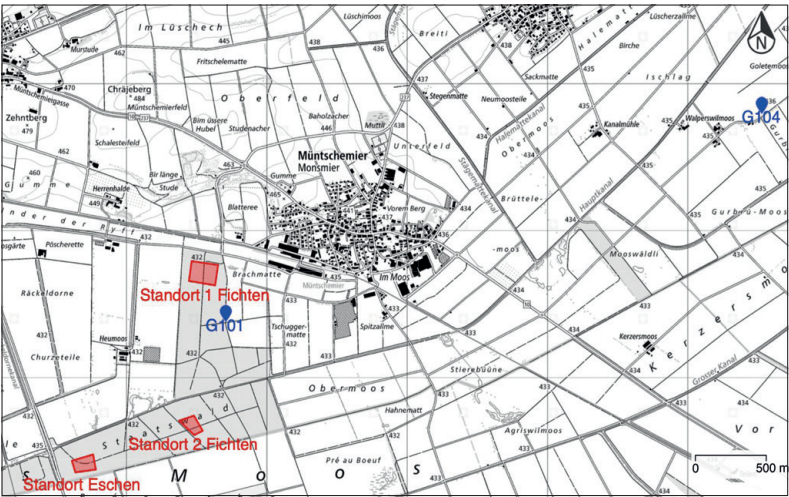
eine bereits bestehende Eschenchronologie zur Verfügung gestellt. Diese reicht von 1831 bis 2017 und wurde mit den Messungen von 52 Eschen aus dem Südufer des Bielersees (Lüscherz, Nidau, Sutz-Lattringen) erstellt.

Tabelle 2:  
Übersicht zur Probeentnahme.

	Anzahl Bohrkerne	Anzahl Bäume
Fichte Standort 1	30	15
Fichte Standort 2	32	16
Esche	46	23

Abbildung 8:  
Lageplan der Probenstandorte. Die Standorte der beprobten Bäume in rot; die der Grundwassermessungen in blau.

Quelle: Ausschnitt der LK25, s/w, swisstopo.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).



3.3.2. Probenvorbereitung

Die Probenvorbereitung und -analyse erfolgte im Labor der Dendrowissenschaften an der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft (WSL) in Birmensdorf (ZH).

Vor Beginn der Analyse mussten die Bohrkerne bearbeitet werden, um die Jahrringe deutlich sichtbar zu machen. Mit einem Bohrkernmikrotom wurden die Proben an der Oberfläche leicht angeschnitten, so dass etwa 4 mm Querprofil freigelegt wurde (Wilford et al., 2005).

3.3.3. Jahrringmessung und Kreuzdatierung

Alle Bohrkerne wurden mit einem EPSON-Scanner mit einer Auflösung von 1200 dpi gescannt und anschliessend mit dem Programm WINDENDRO analysiert. Mit Hilfe dieses Programms kann man die Anzahl der Jahrringe zählen sowie deren Breite exakt bestimmen. Obwohl das Programm die Ringe automatisch durch die Analyse der Farbe des Bildes identifizieren kann, ist viel Handarbeit erforderlich, um die zahlreichen Abweichungen und Fehler zu korrigieren. Zudem muss auch achtgegeben werden, ob der Jahrring des aktuellen Jahres bereits entwickelt ist.



Bei unseren Bohrkernen war das Jahr 2019 bei allen Proben bereits ausgeprägt, da wir sie im Herbst entnommen haben (vgl. Wilford et al., 2005).

Die WinDENDRO Outputs (Jahr und Breite jedes Ringes) wurden mit dem Softwareprogramm für Jahrringanalysen TsapWin (Rinn, 1996) verglichen sowie die Baummittelkurven und die Standortmittelkurven erstellt. Während dieses Prozesses wurden Fehler und Ungenauigkeiten identifiziert, die beim Zählen der Ringe mit WinDENDRO gemacht wurden. Diese Fehler zeigen sich im Vergleich zwischen den verschiedenen Jahrringfolgen: wenn diese um ein oder mehrere Jahre verschoben sind und keinen ähnlichen Trend aufweisen bedeutet das, dass ein Fehler vorliegen könnte. Wir haben die Jahrringfolgen zudem bezüglich bekannter Klimaextremjahre (1976, 2010) analysiert. Auf diese Weise ist es leicht zu erkennen, wenn eine Jahrringfolge um einige Jahre verschoben ist. Fehlende oder falsche Ringe sind eine häufige Fehlerursache. Erstere werden durch einen Mangel der kambialen Aktivität des Baumes im entsprechenden Jahr verursacht, während letztere durch eine zusätzliche Zuwachszone innerhalb eines Jahres bewirkt werden (Kaennel und Schweingruber, 1995). Bei möglichen Fehlern ist es notwendig, die Bilder mit WinDENDRO noch einmal zu überprüfen und zu korrigieren. Dieses Verfahren, bei dem die Variationen von Jahrringbreiten zwischen verschiedenen Jahrringabfolgen miteinander in Verbindung gebracht werden, wird als Kreuzdatierung (engl. crossdating) bezeichnet (Kaennel und Schweingruber, 1995).

Für die Konstruktion der Standortmittelkurve wurden nicht alle verfügbaren Daten der beprobten Bäume verwendet (siehe Tabelle 3). Hatten die beiden Bohrkern des gleichen Baumes eine sehr schlechte visuelle Korrelation oder gar viele Gegenläufigkeiten, wurden diese nicht für die Berechnung der Standortmittelkurve verwendet. Auch mussten einige Bohrkern ausgesortiert werden, bei welchen es kaum möglich war, die einzelnen Jahrringe zu bestimmen.

	Anzahl Baummittelkurven	Baummittelkurven in der Standortmittelkurve
Fichte Standort 1	15	8
Fichte Standort 2	16	7
Esche	23	16

Tabelle 3:  
Übersicht zu den  
Stichprobengrößen für die  
Erstellung der Standortmittelkurve.

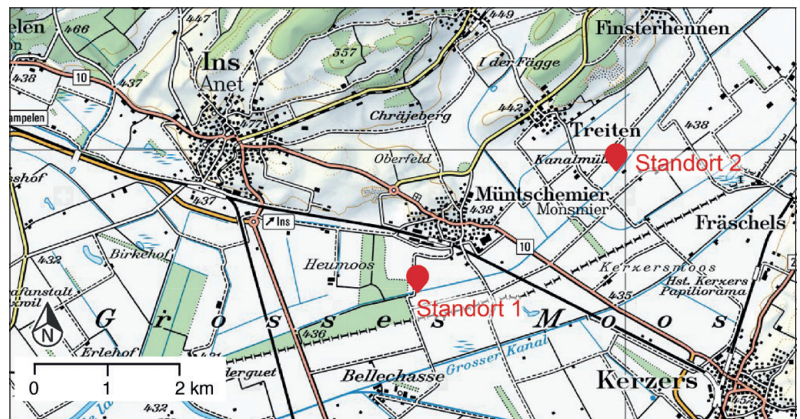
3.3.4. Datenanalyse

Die Standortmittelkurven wurden mit den Programmen Excel und R im Verhältnis zu den anderen Standortmittelkurven und im Verhältnis mit den Temperatur- und Niederschlagsdaten und dem Grundwasserspiegel analysiert.

Datei	Quelle	Zeitintervall	Einheit	Auflösung
Temperatur Zollikofen	MeteoSchweiz	1964-2019	°C	Monatlich
Niederschlag Zollikofen	MeteoSchweiz	1964-2019	mm	Monatlich
Grundwasserspiegel	AWA	1976-2019	m.ü.M.	Täglich
Standortmittelkurve Fichte Standort 1	eigene Messung	1945-2019	µm	Jährlich
Standortmittelkurve Fichte Standort 2	eigene Messung	1949-2019	µm	Jährlich
Standortmittelkurve Eschen	eigene Messung	1901-2019	µm	Jährlich
Eschenchronologie Bielersee	Bolliger M., Archäologischer Dienst des Kantons Bern	1864-2017	10 <sup>-4</sup> mm	Jährlich

### 3.4.1. Rauheit

Quelle: LK100, swisstopo, [map.geo.admin.ch](http://map.geo.admin.ch).  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).



Für die Bestimmung des Manning-Strickler-Koeffizienten, der ein Mass für die Rauheit des Fliessbettes unverbauter Fliessgewässer und offener oder geschlossener Gerinne darstellt, wurde an zwei Stellen im Grossen Moos (Abb. 9) das Kanalbett ausgemessen und der Abfluss bestimmt. Dazu wurde in Abständen von 0.5 m die Fliessgeschwindigkeit des Wassers gemessen. Bei einer Kanaltiefe von weniger als 50 cm wurde die Geschwindigkeit in halber Tiefe gemessen. Bei einer Tiefe von mehr als 50 cm wurde die Geschwindigkeit aus den Messungen in 20 % und 80 % der Tiefe gemittelt.

Mit den Daten der Kanalbettgeometrie sowie der Messung des Abflusses konnte der Manning-Strickler-Koeffizient für beide Standorte empirisch bestimmt werden.

Für die Berechnung des Manning-Strickler-Koeffizienten wurde der Rauheitsbeiwert nach Strickler  $k_{st} [m^{1/3}/s]$  aus der Fliessgeschwindigkeit  $v [m/s]$  im Kanal, dem hydraulischen Radius sowie der Steigung des

Kanalbetts  $S$  [%] berechnet. Die Fließgeschwindigkeit wurde für einen repräsentativen Wert aus dem berechneten Abfluss  $Q$  [ $m^3/s$ ] und der Querschnittsfläche  $A$  [ $m^2$ ] berechnet. Der hydraulische Radius entspricht dem Quotienten der Fläche  $A$  [ $m^2$ ] mit dem benetzten Umfang  $I_u$  [ $m$ ]

$$k_{st} = \frac{R^{2/3} \cdot \sqrt{S}}{v} \quad (4)$$

Anschließend konnte der Rauheitsbeiwert nach Manning (reziproker Wert des Rauheitsbeiwerts nach Strickler) bestimmt werden.

Um den so errechneten Manning-Strickler-Koeffizienten experimentell zu überprüfen, wurde an beiden Stellen (Abb. 9) ein Aufstauexperiment durchgeführt. In einem ersten Schritt wurde bei offenem Stauwehr die Höhe des Wasserspiegels vermessen. Dazu wurde in Abständen von 5 bis 40 m an rund 20 Stellen die Höhe der Wasseroberfläche relativ zu einem Fixpunkt mit Hilfe eines Nivelliergeräts bestimmt und die Messpunkte markiert. Anschließend wurde das Stauwehr geschlossen und das Wasser gestaut. Nachdem das Wasser am Wehr begann überzulaufen und sich ein neues Gleichgewicht eingestellt hatte, wurde dieselbe Vermessung mit dem Nivelliergerät erneut durchgeführt, um die Veränderung des Wasserpegels an allen Messstellen zu bestimmen. Um eine zweite Reihe von Messwerten zu erzeugen, wurden Holzpfosten, welche an den Ufern der Kanäle der Befestigung dienen, zusätzlich als Referenz verwendet, um die Differenz des Wasserstandes zu bestimmen. Der aus dem Wasser ragende Teil der Pfosten wurde dazu vor und nach dem Aufstauen mit einem Massstab abgemessen.

Die Übereinstimmung beziehungsweise Abweichung der theoretisch errechneten Aufstauung von den im Experiment gemessenen Aufstauungswerten wurde visuell analysiert. Im Kapitel Resultate werden die beiden Wertereihen, also jene, die mit dem Nivelliergerät gemessen wurden und auch jene, die an den Holzpfosten gemessen wurden, im gleichen Plot eingetragen. Die Messungen decken dabei aber eine nicht gleich lange Strecke ab wie die modellierten Werte, sie reichen also nicht gleich weit kanalaufwärts wie die Simulation.

### 3.4.2. Messung von Wasserstand und Temperatur

Um Informationen über eine längere Zeitspanne insbesondere über den Wasserpegel in den Kanälen und dessen Schwankungen zu erhalten, wurden an den beiden oben erwähnten Standorten Datenlogger im Kanal positioniert. Diese messen den Wasserstand in Form von Druck (hPa) als Auflast des über ihnen liegenden Wasserkörpers und zusätzlich die Wassertemperatur. Mittels eines weiteren Loggers, der über dem Wasser installiert wurde, konnte der jeweils herrschende Atmosphärendruck

subtrahiert werden. Als Resultat erhielt man Referenzwerte aus denen der relative Wasserstand abgelesen werden kann. In Zusammenhang mit lokalen Niederschlagswerten kann so bestimmt werden, mit welcher Dynamik die Abflüsse in den Kanälen auf Niederschlag reagieren.

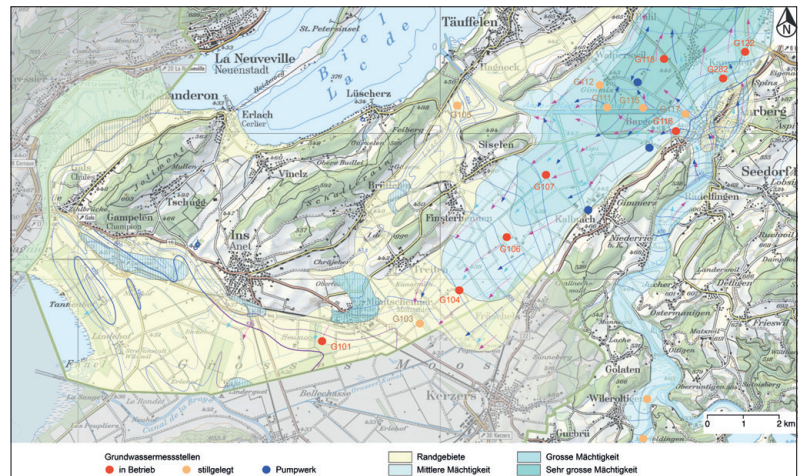
Die Logger wurden am 8. Januar 2020 installiert und am 21. Februar 2020 wieder abgebaut. Daraus ergibt sich eine Datenreihe von 45 Tagen, wobei die beiden genannten Variablen in einem Messintervall von fünf Minuten aufgezeichnet wurden. Das Binnenkanalsystem wurde während der Messungen nicht künstlich reguliert. In den Monaten Januar und Februar besteht kein landwirtschaftlicher Bedarf dafür. Die ersten beiden Monate im Jahr 2020 können als warme Wintermonate betrachtet werden, wobei die Temperatur selten unter den Gefrierpunkt fiel und Niederschläge damit grösstenteils in Form von Regen zu erwarten waren.

### 3.4.3. Analyse bestehender Datenreihen

Für alle fünf Stationen, welche das Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern, kurz AWA, in der Region betreibt, wurden die Grundwasserdaten bestellt (AWA, 2019). All diese Zeitreihen beginnen im Jahr 1976, vier Datenreihen enthalten Datenmaterial bis ins Jahr 2019 und sind noch aktiv. Eine Datenreihe endet Ende 1995 mit der Einstellung der entsprechenden Messstation. Die Stationen der Grundwassermessung verteilen sich auf einer von Südwesten nach Nordosten verlaufenden Linie zwischen Neuenburgersee und Hagneck-Kanal (Abb. 10).

Abbildung 10:  
Grundwasserkarte im Gebiet des  
Grossen Mooses. Stand 27.02.2020

Quelle: Amt für Wasser und Abfall des Kantons Bern, Amt für Geoinformation des Kantons Bern.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).



Für die Rekonstruktion der Witterungsverhältnisse wurden Niederschlags- und Temperaturdaten von Ins von IDAWeb, dem Datenportal von Meteo-Schweiz, bezogen. Die Zeitreihen der Messwerte dieser Grössen belaufen sich auf die Jahre 1999 bis 2020. Diese wurden dafür verwendet, um

Zusammenhänge zwischen Niederschlagsereignissen und Kanalwasser- und Grundwasserständen herzustellen, sowie die Wassertemperatur der Kanäle und Lufttemperatur abzugleichen.

### **3.4.4. Interview**

Am 30. Oktober 2019 wurde mit Paul Hämmerli (Verantwortlicher für die Wasserregulierung im Berner Seeland) und Anton Marti (Landwirt im Berner Seeland, Präsident Kanäle West, Pro Agricultura Seeland Vorstandsmitglied) ein Gespräch geführt. Das Interview diente dazu herauszufinden, wie das Binnenkanalsystem im Grossen Moos funktioniert, wie Herausforderungen begegnet wird und welche Massnahmen zukünftig angedacht sind. Im Zuge des Interviews fand eine Geländebegehung statt.

## **4. Ergebnisse**

### **4.1. Moorböden**

#### **4.1.1. Physikalische Parameter und Glühverlust**

In Abbildung 11 und 12 sind die Veränderungen von Dichte, der Skelett- und Wassergehalt und der Glühverlust aus allen Bodenprofilen über die Tiefe dargestellt. Es lassen sich verschiedene Schichten aus dem Tiefenprofilverlauf der verschiedenen Parameter erkennen.

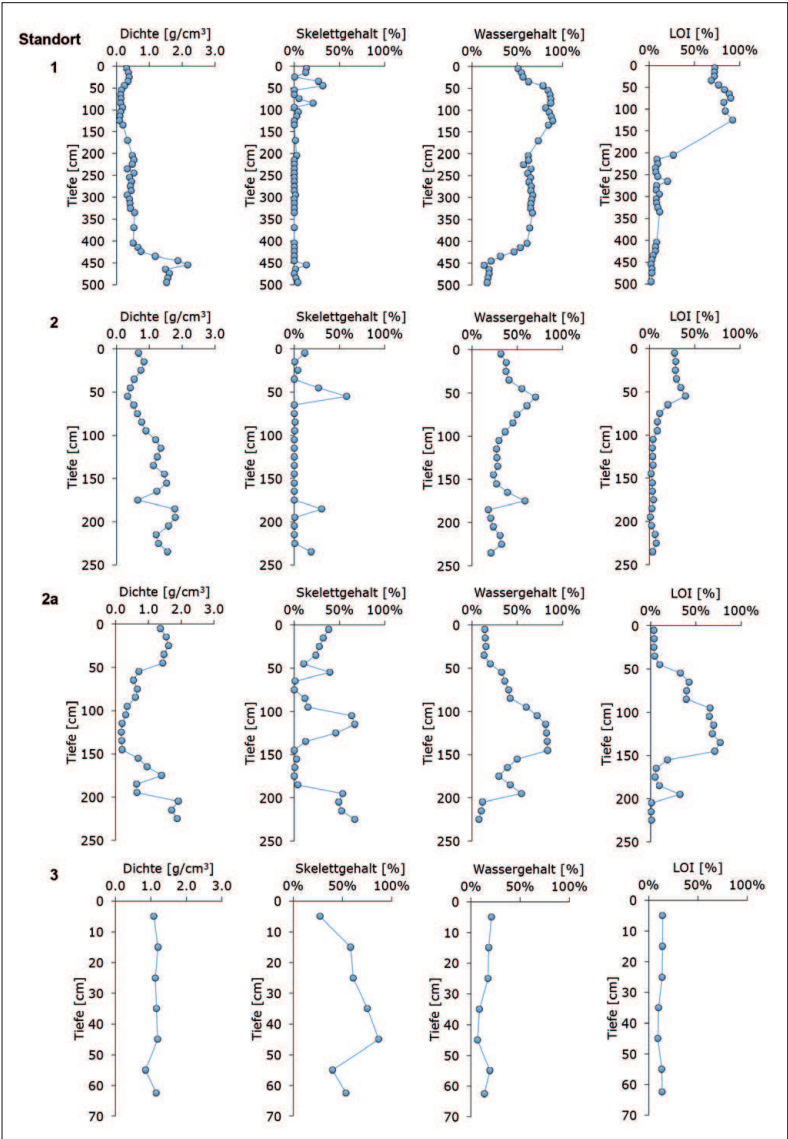
An Standort 1 wurde Bodenmaterial bis in eine Tiefe von 5 m entnommen. Es ist zu erkennen, dass die Dichte bis in eine Tiefe von 125 cm ab- und der Wassergehalt zunimmt. Das Profil enthält praktisch kein Skelettmaterial (Partikel der Grösse  $>2$  mm). Nur in den obersten Bereichen liess sich Skelett nachweisen, was vermutlich mit der landwirtschaftlichen Bewirtschaftung in Zusammenhang steht. In einer Tiefe von ca. 4.5 m nimmt die Dichte stark zu und der Wassergehalt ab. Folgende Schichten lassen sich erkennen: ab 4.5 m und tiefer sind Seetone eingelagert. Darüber folgen bis in eine Tiefe von etwa 2 m Seekreide, wobei man ab einer Tiefe von etwa 2.5 m von einer Mudde (Seeschlamm mit hohem organischen Anteil) sprechen kann. Ab 2 m Tiefe folgt das eigentliche Moor, beziehungsweise der Torf mit sehr geringer Dichte und speziell hohem Wassergehalt. Der hohe Glühverlust (LOI) ist darauf zu rückzuführen, dass diese Schicht praktisch nur organisches Material enthält. Die obersten rund 50 cm sind landwirtschaftlich überprägt und weisen deshalb eine erhöhte Dichte auf.

Bei Standort 2 wurde eine Bohrtiefe von 235 cm erreicht. Mit Ausnahme der obersten 50 cm nimmt die Dichte mit der Tiefe generell zu und der Wassergehalt ab. In den obersten 50 cm sind sowohl die Bodendichte



als der Wassergehalt erhöht verglichen zum restlichen Profil. Auch hier lassen sich verschiedene Schichten erkennen. Die untersten Lagen sind tonhaltige Ablagerungen, welche teilweise von Einschwemmungen größeren Materials durchsetzt sind (in 185 und 235 cm Tiefe). Ab einer Tiefe von 75 cm folgt eine Schicht, die reich an organischem Material ist. Die obersten 50 cm sind durch landwirtschaftliche Aktivitäten überprägt.

Abbildung 11:  
Dichte, Skelett- und Wassergehalt,  
sowie Glühverlust (LOI) der  
Sedimente im Profilverlauf  
(Standorte 1 bis 3).



Der Standort 2a befindet sich direkt neben Standort 2. An diesem Standort hat eine Bodenverbesserungsmassnahme (Aufschüttung im November 2013) stattgefunden. Diese zusätzliche Schicht ist auch analytisch sehr gut nachweisbar. Die Bodendichte ist in diesem Bereich stark erhöht

und erreicht Werte von über  $1.5 \text{ g/cm}^3$ . Zwischen 50 – 150 cm nimmt die Dichte kontinuierlich ab und der Wassergehalt zu. Dies begründet sich dadurch, dass sich hier eine organisch-reiche Schicht (mit einem Anteil von bis zu über 70 %) befindet. Darunter befinden sich wiederum tonreiche Schichten, die auf Ablagerungen in einem See oder Teich hindeuten. Auch diese Schichten enthalten Einlagerungen aus skelettreichen und organisch-reichen Schichten.

Der Standort 3 ist ein «steinreiches» Moor und seine Bohrtiefe beträgt lediglich 63 cm, da eine Bohrung in grössere Tiefen durch den hohen Stein-gehalt nicht möglich war. Der Verlauf der Dichte mit der Tiefe ist praktisch konstant. Für einen Moorboden ist der organische Substanzanteil mit 10 – 14 % relativ gering. Der Skelettgehalt mit bis zu 87 % ist an diesem Standort dafür aussergewöhnlich hoch.

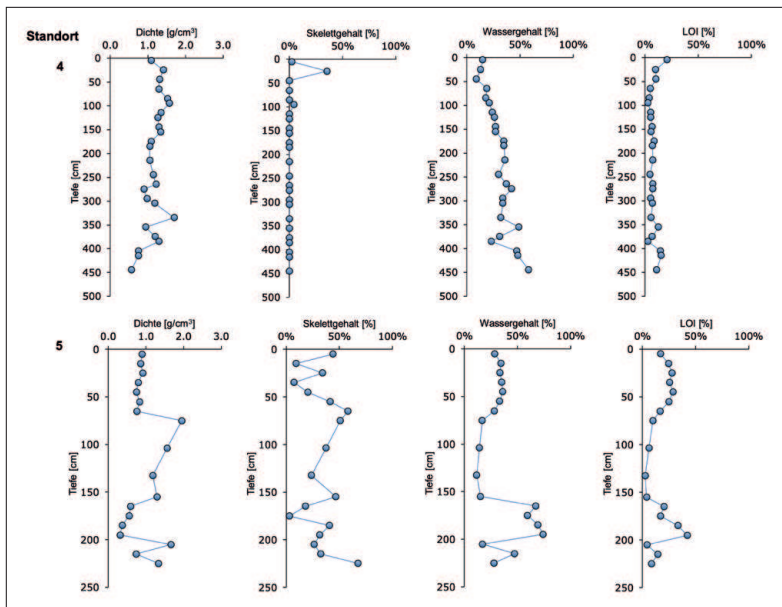
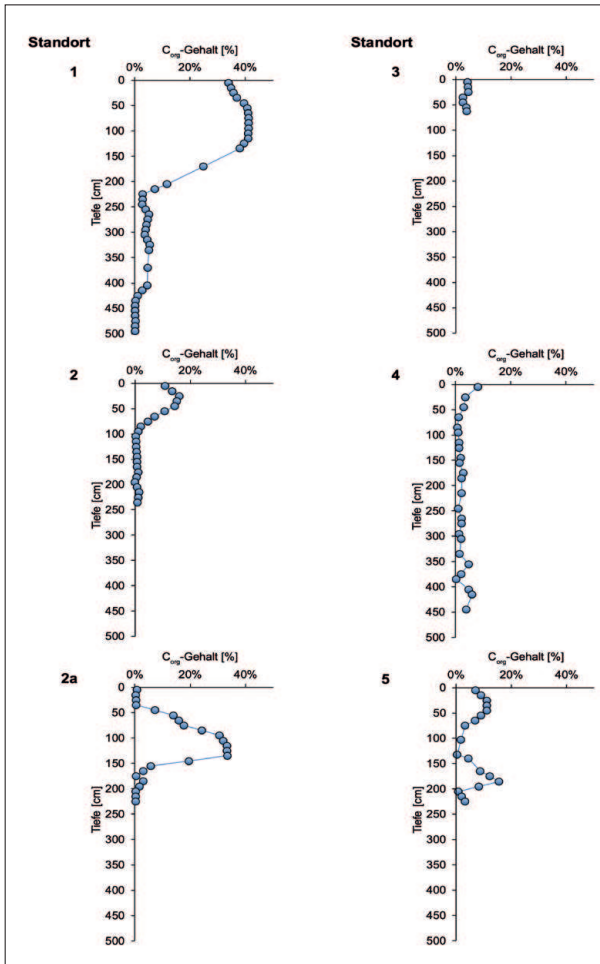


Abbildung 12:  
Dichte, Skelett- und Wassergehalt,  
sowie Glühverlust (LOI) der  
Sedimente im Profilverlauf  
(Standorte 4 und 5).

Standort 4, der unveränderte Moorboden, zeichnet sich durch eine oberste Schicht mit einem recht hohen Anteil an organischer Substanz aus. Darunter folgt zwischen ca. 65 und 335 cm eine tonreiche Schicht, um darunter wieder von einer organisch-reicheren Schicht (mit einer kleinen stärkeren anorganischen Zwischenlagerung) abgelöst zu werden.

Die Bohrung bei Standort 5 ermöglichte einen Einblick in den Schichtaufbau bis 225 cm Tiefe. Auch hier hat eine grossflächige Bodenverbesserung stattgefunden, welche sich eindrücklich im Profilaufbau erkennen lässt. Der organisch-reiche Oberboden wurde bei der Bodenverbesserung ausgehoben und auf der Seite deponiert. Ab einer Tiefe von ca. 150 cm wurde Unterbodenmaterial aus der Region Bern-Wankdorf mit





Bagger und Lastwagen eingetragen. Ab einer heutigen Tiefe von etwa 70 cm wurde der ehemalige Oberboden wieder aufgetragen. Diese Schichten lassen sich sehr gut anhand des Verlaufes der Bodendichte beobachten. Der organisch-reiche Oberboden ist relativ locker mit einer Dichte von 0.75 – 0.91 g/cm<sup>3</sup>. Der darunter eingelagerte Unterboden erreicht Dichten bis zu 1.95 g/cm<sup>3</sup>, was sehr kompakt ist. Unterhalb von 1.5 m kommt der ursprüngliche (Moor)Boden wieder zum Vorschein. Der Glühverlust steigt stark an und entsprechend sinkt die Bodendichte auf Werte von 0.3 – 0.4 g/cm<sup>3</sup>. Diese organisch-reiche Schicht reicht bis etwa 2 m Tiefe und wird dann von kompakteren Fluss- oder Seesedimenten abgelöst.

Abbildung 13:  
C<sub>org</sub>-Gehalt in % der Sedimente im Profilverlauf  
(Standorte 1 bis 5).

#### 4.1.2. Kohlenstoffverlust

Mit Hilfe des organischen Kohlenstoffs entlang des Tiefenprofils (Abb. 13) kann der Verlust der Kohlenstoffmenge seit den Juragewässerkorrekturen abgeschätzt werden. Wir haben diese Abschätzung für Standort 1 angewandt, da der Profilaufbau dort solche Berechnungen zulässt. Für die Abschätzungen haben wir uns an Lienert (2013) und Leifeld et al. (2011a,b) orientiert. Wir haben zwei verschiedene Berechnungsvarianten durchgeführt. Die erste basiert auf folgendem Vorgehen und Annahmen. In einem ersten Schritt wird die ehemalige Schichtmächtigkeit berechnet. Dabei gilt:

$$d_{i,chem} = \left( \frac{\rho_i}{\rho_o} \right) \cdot d_i \quad (5)$$

mit  $d_{i,chem}$  = ehemalige Schichtdicke (cm),  $\rho_i$  = Lagerungsdichte des jeweiligen Horizonts (g/cm<sup>3</sup>),  $\rho_o$  = Lagerungsdichte der Referenztiefe (g/cm<sup>3</sup>),  $d_i$  = aktuelle Horizontmächtigkeit (cm).

Die ehemalige Kohlenstoffmenge  $C(org)_{ehem}$  in der Schicht  $i$  berechnet sich aus:

$$C(org)_{i,ehem} = d_{i,ehem} \cdot C(org)_o \cdot \rho_o \quad (6)$$

mit  $C(org)_o = C_{org}$ -Gehalt der Referenztiefe.

Um diese Berechnung durchzuführen muss der unterste Teil der Moorschicht definiert werden. Bei Standort 1 ist das in einer Tiefe von 110 – 120 cm. Mit dieser Berechnung haben wir einen Gesamtverlust von 4.56 kg/m<sup>2</sup> oder 45.6 t/ha erhalten (Tabelle 5). Um den jährlichen Kohlenstoffverlust zu berechnen, muss der Nullpunkt, also der Beginn des Kohlenstoffabbaus, abgeschätzt werden. In unserem Fall haben wir den Nullpunkt auf 150 Jahre geschätzt, da vor ca. 150 Jahren die erste Jura-gewässerkorrektur (1868 – 1891; und somit Entwässerung der Gebiete) eingeleitet wurde. Daraus resultiert ein jährlicher Kohlenstoffverlust von 0.3 t/ha/a (vgl. Tabelle 5). Dieser Verlust scheint deutlich zu tief. Deshalb haben wir eine zweite Abschätzung vorgenommen, die die primäre und sekundäre Sackung von Mooren oder Torfen mittels des Aschegehaltes berechnet (Leifeld et al., 2011b). Die Methode, bei der die Kohlenstoffverluste anhand der Aschegehalte der einzelnen Horizonte berechnet werden, basiert auf der Annahme, dass sich während des Abbaus Asche relativ im Torf anreichert und somit die Aschegehalte in den stärker abgebauten Horizonten zunehmen.

Diese Variante zur Berechnung der Kohlenstoffverluste berücksichtigt, dass einerseits eine Sackung des Materials erfolgt (bedingt durch fehlendes Wasser) und andererseits auch organischer Kohlenstoff oxidiert wird. Für die primäre Sackung ist die Lagerungsdichte der organischen Materie von Interesse:

$$\rho_{i,os} = \rho_i (1 - AS_i) \quad (7)$$

mit  $AS_i$  = Anteil des Aschegehaltes,  $\rho_{i,os}$  = Lagerungsdichte der organischen Substanz (g/cm<sup>3</sup>).

Die ehemalige Schichtdicke ergibt sich aus:

$$d_{i,ehem} = \left( \frac{\rho_{i,os}}{\rho_{o,os}} \right) \cdot d_i \quad (8)$$

$\rho_{i,os}$  = Lagerungsdichte der organischen Substanz (LOI) und  $\rho_{o,os}$  = Lagerungsdichte der organischen Substanz der Referenztiefe (g/cm<sup>3</sup>).

Die sekundäre Sackung berechnet sich über den Aschegehalt AS

$$d_{i,ehem} = \left( \frac{AS_i}{AS_o} \right) \cdot d_i \quad (9)$$

Der Kohlenstoffverlust (in t/ha/a) für jede Schicht errechnet sich aus:

$$\Delta C(org)_i = \frac{C(org)_o}{d_o} \cdot \Delta d_i \tag{10}$$

mit  $\Delta C(org)_i$  = Kohlenstoffverlust der Schicht  $i$  (t/ha),  $d_o$  = Mächtigkeit der Referenzschicht und  $\Delta d_i$  = Volumenverlust der Schicht  $i$ .

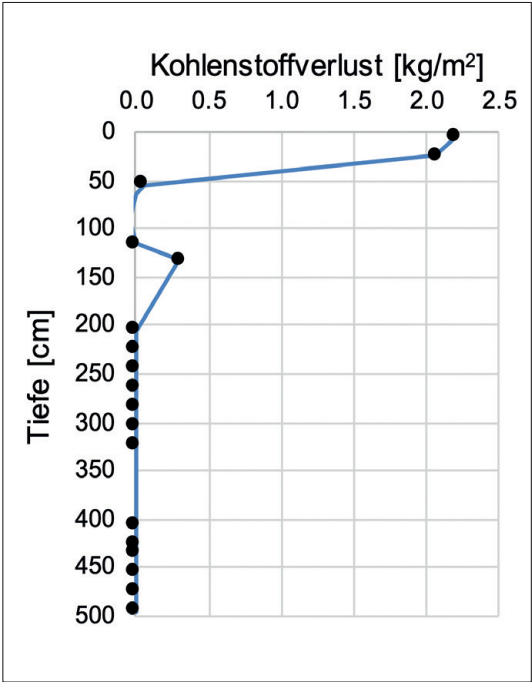
In allen Berechnungen wurde auch der Skelettgehalt berücksichtigt, der meistens 0 oder eher geringe Werte aufwies.

Tiefe [cm]	C <sub>org</sub> [%]	Dichte [g/cm³]	Mächtigkeit [cm]	ehemalige Schichtdicke [cm]	Kohlenstoff- menge heute [kg/m²]	Kohlenstoff- menge früher [kg/m²]	Kohlenstoff- verlust [kg/m²]
0-10	33.87	0.3	10	28.2	10.50	12.70	2.20
20-30	35.67	0.4	10	35.5	13.91	15.98	2.07
50-60	40.65	0.2	10	13.6	6.10	6.15	0.05
60-70	41.01	0.1	10	11.8	5.33	5.33	0.00
80-90	41.20	0.1	10	11.8	5.36	5.33	-0.03
90-100	41.14	0.2	10	16.4	7.40	7.38	-0.03
110-120	40.98	0.1	10	10.0	4.51	4.51	0.00
130-135	37.96	0.2	5	9.1	3.80	4.10	0.30
Gesamtverlust [kg/m²]							4.56
Gesamtverlust [t/ha]							45.61
jährlicher Verlust (t/ha/a)							0.30

Tabelle 5:  
Kohlenstoffverluste anhand der Lagerungsdichte (Variante 1) von Standort 1.

Die Abbildungen 14 und 15 zeigen den Kohlenstoffverlust jeweils entlang des Tiefenprofils und nach den unterschiedlichen Abschätzungsme-

Abbildung 14:  
Kohlenstoffverluste berechnet über Lagerungsdichte.



Die sekundäre Sackung wird mit Hilfe des Glühverlusts bestimmt.  
Die Primärsackung beträgt ungefähr 90 cm, die Gesamtsackung gut 150 cm (Tabelle 6).

Tiefe	LOI	Dichte	Mächtigkeit	Skelettgehalt	Dichte org. Substanz	ehemalige Schichtdicke Primärsackung	ehemalige Schichtdicke Gesamtsackung	Verlust org. Materie	Kohlenstoffverlust
[cm]	[%]	[g/cm³]	[cm]	[Anteil]	[g/cm³]	[cm]	[cm]	[kg/m²]	[kg/m²]
0-10	72.6	0.313	10	0.13	0.20	22.8	30.2	17.49	9.13
10-20	72.3	0.368	10	0.13	0.23	26.8	30.8	17.99	9.39
20-30	72.1	0.385	10	0.01	0.28	32.0	35.4	21.93	11.45
30-40	68.6	0.354	10	0.27	0.18	20.6	29.2	16.56	8.64
40-50	76.6	0.238	10	0.32	0.12	14.5	20.4	8.95	4.67
50-60	83.0	0.152	10	0.00	0.13	14.6	21.6	10.02	5.23
60-70	88.4	0.128	10	0.00	0.11	13.1	14.7	4.09	2.14
70-80	90.0	0.134	10	0.05	0.11	13.3	12.1	1.78	0.93
80-90	82.6	0.130	10	0.21	0.08	9.8	17.5	6.50	3.39
90-100	83.3	0.181	10	0.00	0.15	17.5	21.3	9.78	5.10
100-110	84.0	0.133	10	0.05	0.11	12.4	19.5	8.20	4.28
110-120	88.1	0.108	10	0.03	0.09	10.7	14.8	4.13	2.16
120-130	92.1	0.094	10	0.00	0.09	10.0	10.0	0.00	0.00
130-135	76.6	0.198	5	0.00	0.15	8.8	14.9	4.22	2.20
						91.8 Primärsackung	157.4 Gesamtsackung	131.63	68.71
						C-Gesamtverlust [kg/m²] C- Gesamtverlust [t/ha] jährlicher C Verlust (t/ha/a)			68.71 687.10 4.58

Tabelle 6:  
Kohlenstoffverluste mit sekundärer Absackung von Standort 1.

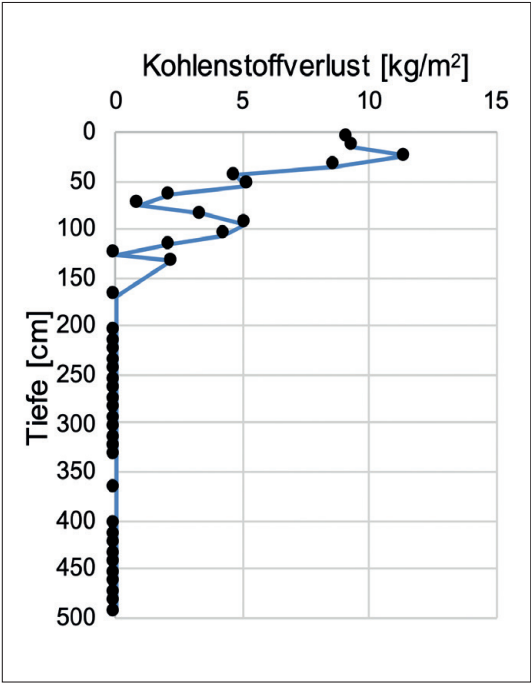


Abbildung 15:  
Kohlenstoffverluste nach sekundärer Absackung.

4.1.3. Radiokarbon-Altersbestimmung

Die gemessenen Alter der Proben reichen von 13'500 Jahren cal BP bis in die heutige Zeit (Tabelle 7).

ETH Nr.	UZ Nr.	Stand-ort-Nr.	Tiefe	Material	14C – Alter [Jahre] a BP	±1σ	F <sup>14</sup> C <sup>1)</sup>	±1σ	δ13C [‰]	±1σ	Kalibriertes Alter [Jahre] cal BP (2σ-Bereich)
103'108	6821	1	60 – 70	Torf	5765	25	0.488	0.00151	-27.6	1.0	6493 – 6639
103'109	6822	1	130 – 135	Torf	6665	26	0.436	0.00139	-29.1	1.0	7491 – 7584
103'110	6823	1	300 – 310	Muschel	9759	28	0.297	0.00102	3.1	1.0	11'170 – 11'235
103'111	6824	1	430 – 440	organ. Reste	11'624	31	0.235	0.00090	-30.4	1.0	13'393 – 13'561
103'112	6825	2	60 – 70	organ. Reste	4405	24	0.578	0.00171	-30.0	1.0	4873 – 5044
103'113	6826	2	170 – 180	Holz	5692	25	0.492	0.00152	-28.1	1.0	6408 – 6536
103'114	6827	3	30 – 40	organ. Reste	3008	23	0.688	0.00196	-25.9	1.0	3298 – 3093
103'115	6828	3	60 – 65	organ. Reste	-91	21	1.011	0.00270	-31.5	1.0	modern
103'116	6829	4	40 – 50	organ. Reste	1836	22	0.796	0.00221	-29.7	1.0	1710 – 1825
103'117	6830	4	120 – 130	Schnecken-gehäuse	8504	27	0.347	0.00116	-9.1	1.0	9479 – 9535
103'118	6831	4	350 – 360	organ. Reste	8707	27	0.338	0.00113	-8.6	1.0	9553 – 9736
103'119	6832	4	440 – 450	organ. Reste	9073	28	0.323	0.00111	-27.1	1.0	10'198 – 10'251

1) Fraction modern carbon.

Tabelle 7:  
Detaillierte Informationen zu den datierten Proben und Kalibration der <sup>14</sup>C-Alter (im 1σ = 68.2 % und 2σ = 95.4 % Wahrscheinlichkeitsbereich).

In den Bohrkernen von Standort 1 und 4 wurden in ähnlichen Tiefen unterschiedliche Alter ermittelt. Standort 1 wies in einer Tiefe von 435 cm das höchste gemessene Alter (13'393 – 13'561 Jahre cal BP) aller Proben auf. Der Bohrkern erreichte am Standort 2 eine Tiefe von 175 cm und ein Alter von 6408 – 6536 Jahren cal BP. Der Tiefen-Alterstrend ist ähnlich zu Standort 1. Generell nimmt das Alter mit der Tiefe zu. Eine Ausnahme bildet der dritte Bohrkern. Dieser weist in einer Tiefe von 60 – 65 cm mit einer als „modern“ klassierten Einstufung eine deutliche Altersumkehr auf (Abb. 16).

Basierend auf den Alters-Tiefentrends konnten die Sedimentationsraten an den einzelnen Standorten ermittelt werden. Die Sedimentationsrate ist in der Abbildung 17 logarithmisch dargestellt, damit sich die Werte besser vergleichen lassen. Besonders ins Auge sticht der Trend des Standortes 4: dieser zeigt eine aussergewöhnlich hohe Rate um 9650 – 9500 Jahre cal BP. Dies bedeutet, dass viel Material in kurzer Zeit abgelagert wurde. Die Kurve von Standort 4 pendelt sich zwischen 9500 und 2000 Jahren auf einem tieferen Niveau ein und liegt seit 2000 Jahre cal BP wieder etwas höher. Die Sedimentationsraten an Standort 1 und 2 sind konstanter und verlaufen vergleichbar. Die Sedimentationsraten aller 3 Standorte liegen zwischen 4000 und 2000 Jahren cal BP auf dem tiefsten Niveau.

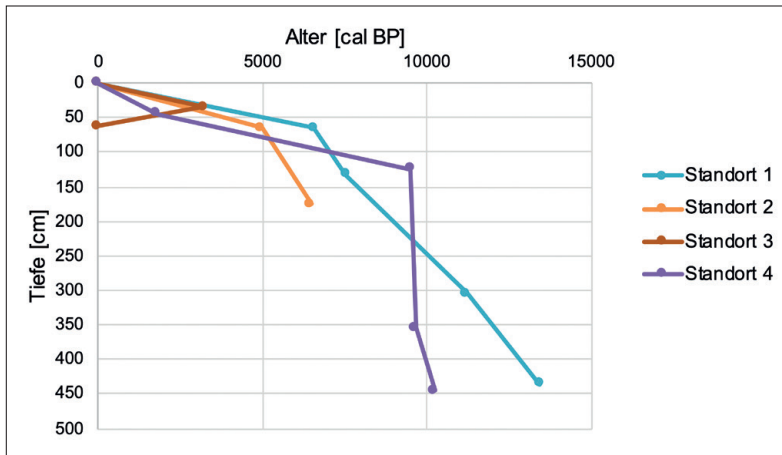


Abbildung 16:  
kalibriertes Alter der  
Standorte 1, 2, 3 und 4.

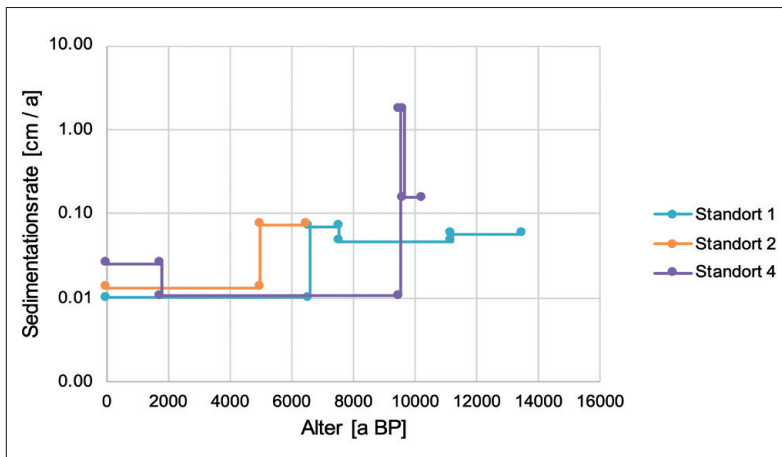


Abbildung 17:  
Logarithmische Sedimentationsrate  
der Standorte 1, 2 und 4 als  
Funktion des Alters.

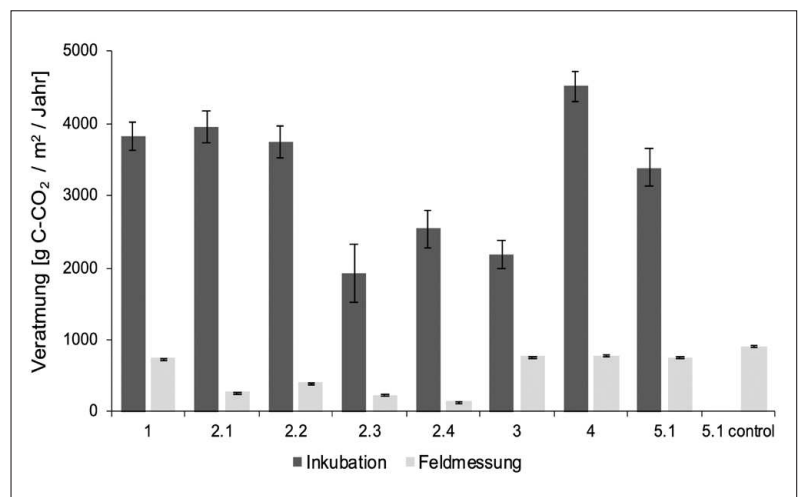
#### 4.1.4. Einfluss von Aufschüttungen auf den Abbau organischer Materie

Aufschüttungen und Bodenverbesserungen verändern die natürliche Bodenbeschaffenheit. Normalerweise wird mit Bodenverbesserungen versucht, die Ertragsfähigkeit des Bodens zu erhöhen oder dessen Bewirtschaftung zu erleichtern, um somit konkurrenzfähiger zu bleiben. Wir haben zwei verschiedene Fälle untersucht:

- 1) Abtrag, Zwischenlagerung und Wiedereintrag des organisch-reichen Oberbodens (Standort 5): Am Standort staute sich notorisch Wasser nach lang andauernden Regenperioden. Durch den Einbau (mit Bagger und Lastwagen) von zusätzlichem Unterbodenmaterial aus der Region Bern-Wankdorf wurde das Gelände netto ca. 80 cm gehoben.
- 2) Direkter Auftrag von C oder BC Material (unverwittertes oder leicht verwittertes Ausgangsmaterial für die Bodenbildung) auf den Moorboden (Standort 2): Eine Schicht von etwa 50 cm wurde im November 2013 direkt auf den Moorboden aufgetragen.

Im ersten Fall (Standort 5) lassen sich die Schichtgrenzen aufgrund der Bodendichte deutlich erkennen (vgl. Kapitel 4.1.1). Das neu eingebrachte Material weist teilweise extrem hohe Dichten auf (bis  $1.95 \text{ g/cm}^3$ ), was auf eine starke Verdichtung des Materials während des Einbaus schließen lässt. Glücklicherweise weist das eingebrachte Material aber anderweitige positive Eigenschaften aus, da es eher sandig ist und gut drainiert. Hinzu kommt, dass der Oberboden eine Schichtmächtigkeit von 70 cm aufweist, was dazu führt, dass das Stauwasser im Übergangsbereich Oberboden/neu eingebrachtes Material sich nicht bis an die Oberfläche rückstaut. Wie Abbildung 18 entnommen werden kann, wird am Standort 5 genau gleich viel organisches Material veratmet wie an anderen intensiv ackerbaulich genutzten Standorten (1, 2 und 4). Wird ehemaliger Oberboden bei einer Aufschüttung wieder eingetragen, kann die Bodenatmung und Abbaubarkeit von organischem Material erhöht werden (Siewert, 2001). Eine Zunahme der Veratmung können wir, basierend auf den Feldmessungen, jedoch nicht bestätigen.

Abbildung 18:  
Vergleich der Bodenatmung  
(mit Standardfehler) an den  
verschiedenen Standorten ermittelt  
mit Feld- und Labormessungen  
(Inkubation). Die Standorte 2.1 und  
2.2 stammen vom ursprünglichen  
Ackerboden und 2.3 und 2.4 vom  
überschütteten Ackerboden.



Standort 2 wurde teilweise aufgeschüttet. Dadurch, dass dies nur teilweise erfolgt ist, können Proben aus einem Teilgebiet mit bzw. ohne Überschüttung direkt miteinander verglichen werden (Abb. 18). Unsere Vermutung war, dass die Aufschüttung von C- oder Unterbodenmaterial den darunterliegenden Torf schützt. Dazu wurden Messungen mit dem Verniergerät auf dem Feld gemacht und diese in Relation zu den Inkubationsdaten aus den Laboranalysen gesetzt. Durch die optimalen Bedingungen im Labor (25 °C) haben die Bodenproben sehr viel mehr CO<sub>2</sub> freigesetzt als während Messungen im Feld, wobei letztere unter eher kühlen und zum Teil leicht feuchten Witterungsbedingungen erfolgt sind, was die deutlich niedrigeren Werte erklärt. Die Proben 2.1 und



2.2 wurden auf dem nicht verbesserten Ackerboden genommen und 2.3 und 2.4 auf dem überschütteten Ackerboden. Dabei ist zu erkennen, dass 2.1 und 2.2 eine höhere Veratmung aufweisen als die überschütteten Standorte, sowohl im Feld als auch im Labor. Wenn man diese Messungen von 2.1 und 2.2 mit Standort 3 und die Messungen von 2.3 und 2.4 mit Standort 5 vergleicht, weisen sie ähnliche Bodenatmungsraten aus. An Standort 3 wurden keine Vorkehrungen zur Bodenverbesserung getroffen.

Wird eine Aufschüttung so durchgeführt wie beim Standort 2, dann scheint die Bodenatmung wesentlich reduziert. Die Labormessungen wurden aber nur mit dem tatsächlich aus der obersten Schicht stammenden Material durchgeführt. Folglich lässt dies keine direkte Aussage über tieferliegende Schichten zu. Die Feldmessungen integrierten die Bodenatmung über eine grössere Tiefe. Auch hier sind die  $\text{CO}_2$  Freisetzungsraten bei der überschütteten Teilfläche des Standorts 2 geringer als bei der nicht überschütteten Teilfläche. Daraus lässt sich schliessen, dass eine Überschüttung die  $\text{CO}_2$  Freisetzungsrate vermindert.

Die Bodenatmung ist generell umso höher, je mehr organischer Kohlenstoff im Boden enthalten ist. Die Veratmung von  $\text{CO}_2$  aus einem Boden gibt Aufschluss über Menge des abgebauten organischen Materials, was ein Indiz für die Aktivität oder die Menge an Mikroorganismen ist. Wird nun BC oder C-Material auf einen Boden aufgetragen, so ist einerseits der  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalt stark erniedrigt und andererseits auch die Freisetzungsraten an  $\text{CO}_2$ . Unter günstigen Voraussetzungen wird die Veratmung der darunterliegenden Schichten reduziert, was zum Schutz der organischen Materie beiträgt. Wird jedoch der Oberboden ausgehoben und nach einer Aufschüttung wieder eingesetzt, so ist die Abbaurate unverändert hoch oder könnte sich unter Umständen sogar erhöhen. Da Moorböden viel  $\text{C}_{\text{org}}$  speichern und bei einem Abbau von Torf  $\text{CO}_2$  freigesetzt wird, ist es wichtig Moorböden so weit wie möglich vor dem Abbau zu schützen (Jensen et al., 2010).

4.2. Oberflächenänderungen und Bodennutzung

4.2.1. Koregistrierung der historischen Karten

Die Karten von 1920 wurden ursprünglich von Hand gezeichnet und zu einem späteren Zeitpunkt mittels eines Scanners digitalisiert. Die Orientierung der digitalisierten Karten erfolgte anhand der Helmert-Transformation, wobei die Residuen der verwendeten Referenzpunkte zwischen 7.36 und 17.58 px streuen (Tabelle 8).

Die Wurzel der gemittelten Fehlerquadrate (root mean square, RMS) beträgt 11.43 px. Der RMS-Wert eignet sich zur Überprüfung der Georeferenzierung und zeigt deren Konsistenz auf. Bei sehr grossen RMS-Werten und grossen Abweichungen im Quervergleich zwischen den Karten müsste die Georeferenzierung nochmals überprüft und allenfalls durch Messen von zusätzlichen Punkten stabilisiert werden (ESRI, 2020). Im vorliegenden Fall sticht das Blatt 4 mit 17.58 px von den anderen Genauigkeiten heraus. Dies ist jedoch mit der Grösse und der langgezogenen Form des Blattes zu erklären (Tabelle 8).

Tabelle 8:  
Übersicht der Residuen aus den  
georeferenzierten Gebieten.

	Mean Residual Error [Pixel]
Blatt 7	7.36
Blatt 11	14.57
Blatt 6	7.88
Blatt 4	17.58
Blatt 9	8.02
Blatt 8	9.02
Mittlere Fehler	10.74
Root Mean Square Error	11.43

4.2.2. Vergleich der digitalen Höhenmodelle DHM 1920 und 2016

Auf dem mit der TIN-Interpolation erstellten Bild des digitalen Höhenmodells aus dem Jahre 1920 lassen sich bereits viele Oberflächenmerkmale erkennen (Abb. 19). Deutlich zu sehen ist der Broyekanal, welcher heute noch existiert und den Murtensee mit dem Neuenburgersee verbindet. Weiter treten die alten Mäandrierungen der Aare hervor, welche bis vor etwa 5000 Jahren durch dieses Gebiet floss (Wohlfarth-Meyer, 1987). Zudem können auch vereinzelte Strassen, Kanäle und Hügel identifiziert werden.

Zum Vergleich wird das aktuelle Höhenmodell aus dem Jahr 2016 herangezogen, welches mit neusten Technologien aufgenommen wurde. Es weist daher einen vergleichsweise höheren Detailierungsgrad auf, was bei der nachfolgenden Interpretation beachtet werden muss (Abb. 20).

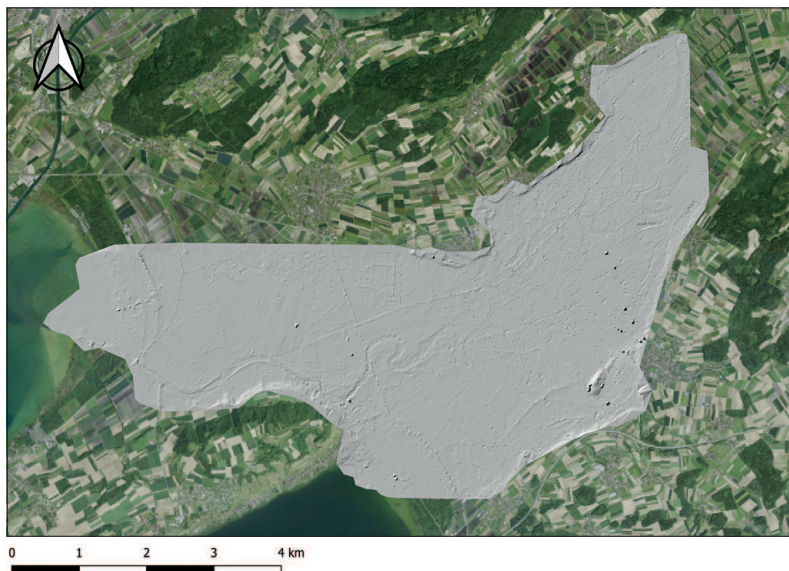


Abbildung 19:  
Digitales Höhenmodell mit Daten von 1920, erstellt mit der TIN-Interpolation, dargestellt mit hillshade.

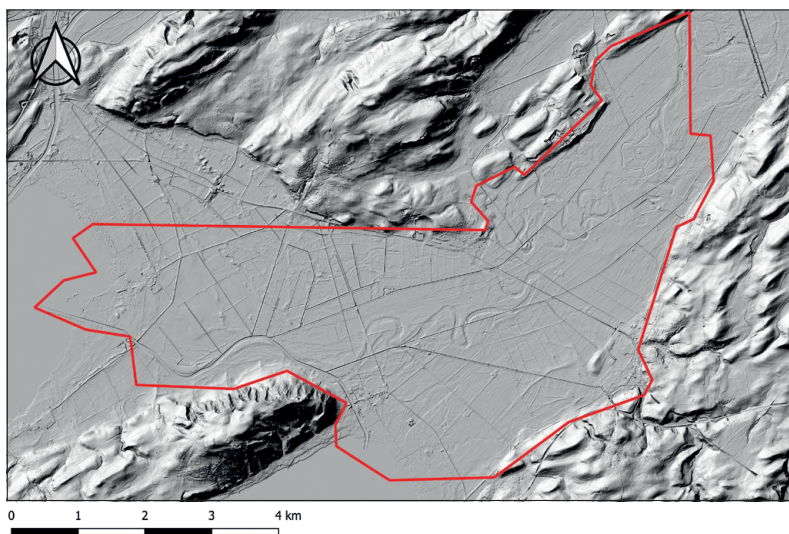


Abbildung 20:  
Digitales Höhenmodell mit Daten von 2016, erstellt mit TIN-Interpolation, dargestellt mit hillshade. In rot die Grenzen des Untersuchungsgebietes, in welchem sich die digitalisierten Punkte von 1920 befinden.

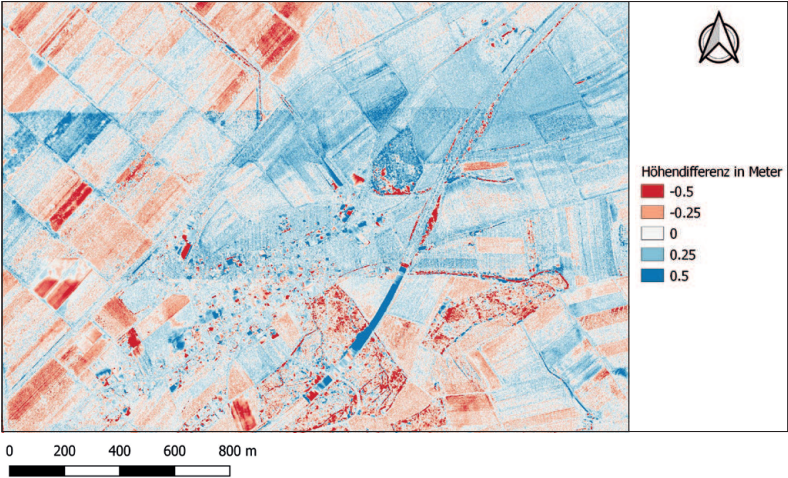
Quelle: swissALTI3D Hillshade, swisstopo.  
Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).

#### 4.2.3. Artefakte und Ungenauigkeiten der modernen Höhenmodelle

Moderne Höhendaten werden meistens durch das Überfliegen der Gebiete mittels LiDAR (Airborn Laser Laser Scanning) gewonnen. Dies trifft auch auf die von uns verwendeten Höhendaten von swisstopo zu. Flugzeuge können aufgrund der Messkonfiguration und des begrenzten Treibstoffes immer nur einen bestimmten Gebietsausschnitt abfliegen. Somit entstehen zeitliche Differenzen zwischen den Aufnahmestreifen. Da ein Flugzeug tiefer fliegt als ein Satellit, muss es ein Gebiet viel öfter überfliegen, um eine vergleichbar grosse Fläche aufzunehmen.

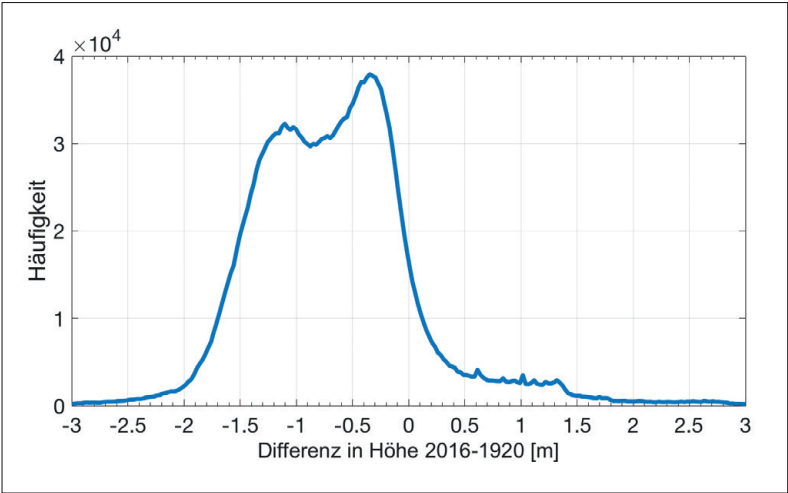
Aus diesem Grund kann die Schweiz pro Jahr nur abschnittsweise befliegen werden (Wiederholperiode ca. 6 Jahre). Zudem sind bei den Aufnahmestreifen Inkonsistenzen in den Differenzbildern zu erkennen. Dies kann durch Unterschiede bei den verwendeten Sensoren bedingt sein, aber auch daher rühren, dass der zeitliche Abstand zwischen zwei nebeneinander liegenden Gebieten (sogar) bis mehrere Monate betragen kann. In Abbildung 21 können insgesamt drei Arten von Differenzen ausgemacht werden. Zum einen erkennt man im oberen Teil die Grenzen zweier Überflugstreifen. Des Weiteren zeigen die tiefroten bzw. blauen Parzellen landwirtschaftliche Felder in unterschiedlichen Bebauungs- und Wachstumsstadien. Diese aufnahmetechnisch bedingten Unterschiede variieren teilweise bis zu 40 cm.

Abbildung 21:  
Kleinere Höhen-Ungenauigkeiten  
bzw. "Streifen" durch zeitlich  
versetzte Überflüge (Galmiz und  
Umgebung).



4.2.4. Differenzkarten

Abbildung 22:  
Histogramm der Differenzwerte  
zwischen dem DHM  
von 1920 und 2016.





In einem ersten Schritt wurde die Verteilung der Differenzwerte zwischen den Höhenmodellen von 1920 bzw. 2016 in einem Histogramm dargestellt. Dabei fällt ein Versatz der Histogrammspitze von ca. -0.3 m auf (Abb. 22). Diese Verschiebung könnte zwar einerseits systematischer Art sein, andererseits aber auch tatsächlich den Nachweis erbringen, dass es zu einer flächendeckenden Absackung des Gebietes gekommen ist (Abb. 23). Die alten Flussläufe (bzw. deren unterschiedlicher Wasserstand) treten ganz deutlich hervor.

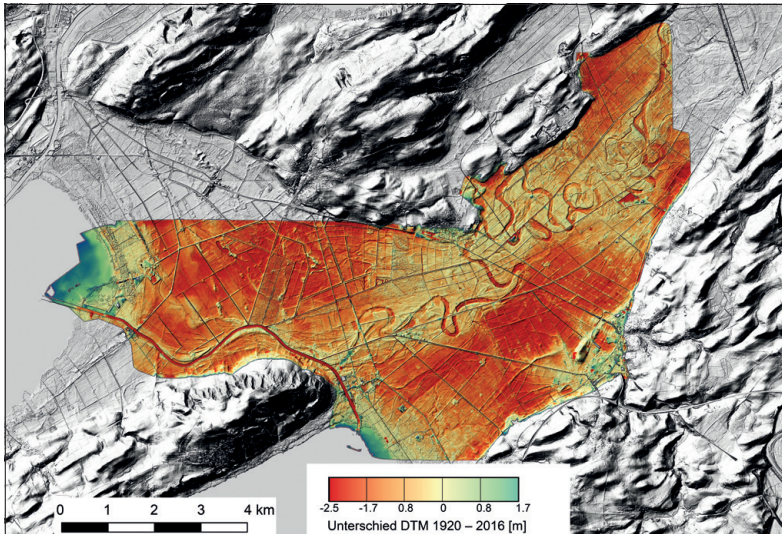


Abbildung 23:  
Karte zu den Höhendifferenzen zwischen den digitalen Höhenmodellen von 1920 und 2016 im Grosse Moos. Der Grossteil des Gebietes ist abgesunken (rote Regionen) wobei die grün-blauen Regionen zumeist Randeffekte oder Effekte der Gewässer sind.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).

Zur stichprobemässigen Überprüfung dieses Ergebnisses wurden Punkte verglichen, welche sowohl auf der Karte von 1920 als auch auf dem DHM von 2016 lokalisierbar waren. Diese Referenzpunkte wurden an Stellen ausgesucht, deren Höhenlage über den untersuchten Zeitraum als stabil eingeschätzt wurde. Für einen derartigen Vergleich eignen sich beispielsweise Strassenkreuzungen. Grundsätzlich war es allerdings schwierig Punkte zu finden, die für beide Zeiträume kongruent waren. Abbildungen 24 bis 26 zeigen an drei Beispielen die Referenzpunkte im Vergleich der 1920er-Karte mit dem Luftbild (Orthofoto) von 2016.

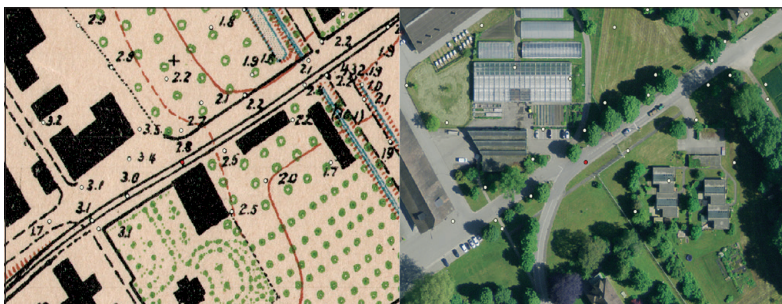
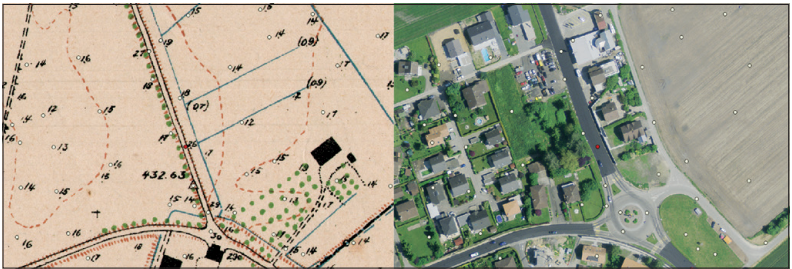


Abbildung 24:  
Vergleichsgebiet bei der Strafanstalt Witzwil: Der Kontrollpunkt (rot) weist auf der 1920er-Karte eine Höhe von 432.7 m ü.M., das aktuelle Luftbild zeigt eine Höhe von 432.80 m ü.M. an, der Unterschied beträgt ca. 10 cm (Anhebung).

Abbildung 25:  
Vergleichsgebiet bei der Lokalität  
Ziegelei nordwestlich von Fräschels:  
Der Kontrollpunkt (rot) weist auf  
der 1920er-Karte eine Höhe von  
437.5 m ü.M , das aktuelle Luftbild  
eine Höhe von 437.36 m ü.M. aus,  
der Unterschied beträgt ca. 10 cm  
(Absenkung).



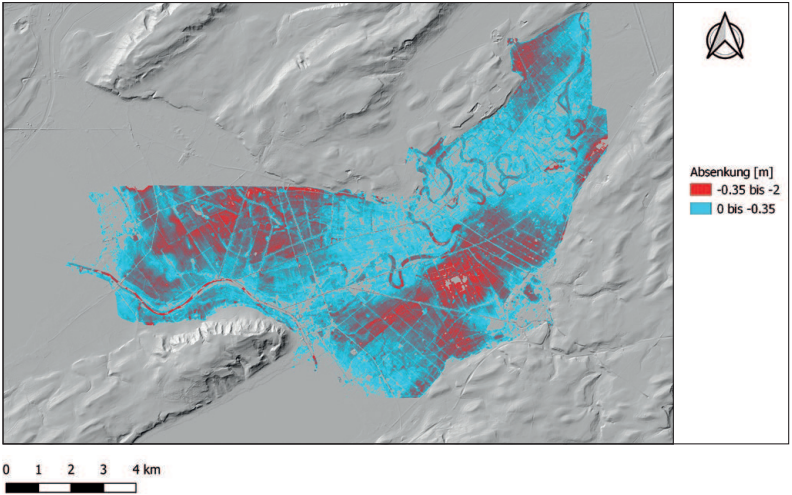
Abbildung 26:  
Vergleichsgebiet bei Le Péage,  
nördöstlich von Sugiez: Der  
Kontrollpunkt (rot) weist auf der  
1920er-Karte eine Höhe von 432.6  
m ü.M. auf, neu liegt die Höhe bei  
432.18 m ü.M. Der Unterschied  
von 40 cm (Absenkung) tritt hier  
besonders hervor.



Wie man anhand dieser drei Beispiele sehen kann, gibt es auch an als stabil eingeschätzten Stellen bis zu 40 cm Unterschied zwischen der historischen Karte und den aktuellen Luftbildern. Allerdings kann auch hier nicht ausgeschlossen werden, dass sich in den fast hundert Jahren nicht auch die Höhenkoten der Strasse bzw. des Strassenbelags verändert haben könnten (Abb. 26). Nach unserer Einschätzung und der Kontrolle der Referenzpunkte schliessen wir jedoch die Annahme eines systematischen Versatzes der Höhensysteme von 1920 und 2016 aus, können dies aber nicht abschliessend bestätigen. Wir gehen nun davon aus, dass sich der ganze Gebietsausschnitt im Grossen Moos tatsächlich gesenkt hat. Bildet man die räumliche Anordnung der beiden Spitzenwerte des Histogramms auf einer Karte ab, so zeigt sich, dass die kleineren Differenzwerte mit

Abbildung 27:  
Karte zur räumlichen Visualisierung  
der Absenkungsbeträge 1920 – 2016  
mit den beiden Häufigkeitsmaxima  
im Histogramm. Blau bedeutet  
eine geringe Absenkung bis zu  
-0.35 m, rot bedeutet eine grosse  
Veränderung bis -2 m und mehr.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).





Absenkungsbeträgen zwischen 0 bis -0.35 m (blau) auf der ganzen Fläche verteilt vorkommen. Die grösseren Differenzbeträge zwischen -0.35 und -2 m (rot) sind hingegen in zwei vorwiegend von Landwirtschaftsflächen dominierten Abschnitten konzentriert zu finden (Abb. 27).

In Abbildung 23 und 27 sind die alten Flusslaufmäander der Aare (rot) und der jetzige Flusslauf des Broyekanals (dunkelrot) ganz klar als Absenkungen identifizierbar. Zudem können auch bei den landwirtschaftlich genutzten Flächen teils starke Höhenänderungen ausgemacht werden. Die grössten Absenkungsbeträge liegen bei etwa -2.5 m. Bei den weiteren, im Ausmass kleineren und eher punktuellen Höhendifferenzen handelt es sich um neue künstliche Seen oder Abtragungen von Geländekuppen. Für die weitere Analyse vergrössern wir einen Ausschnitt der Karte, bei welchem Absenkungen und Oberflächenmerkmale sehr eindrücklich zu erkennen sind (Abb. 28).

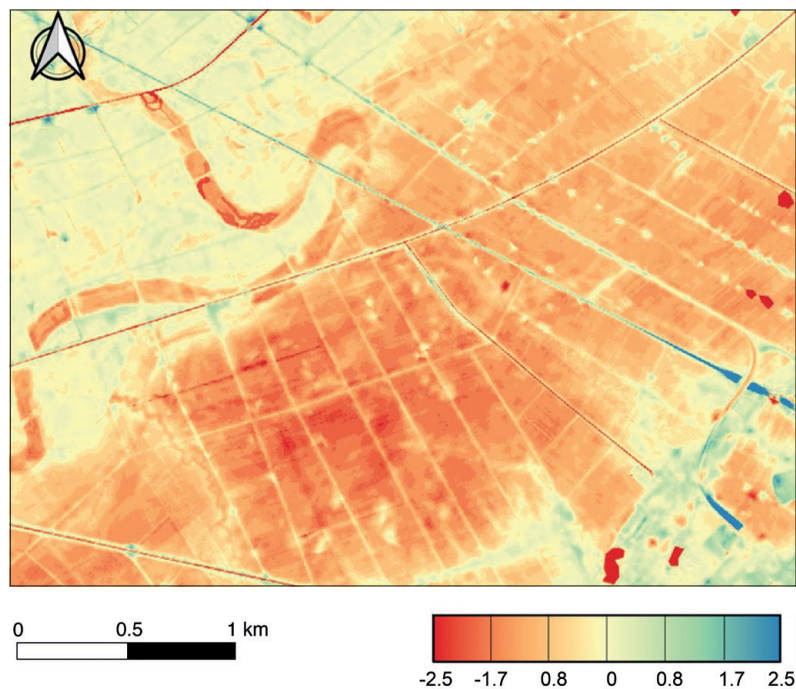


Abbildung 28:  
Gebietsausschnitt mit landwirtschaftlichen Flächen mit einer grosse Absackung (nordwestlich von Kerzers). Gut ersichtlich ist der mäandrierende alte Flusslauf.

Die gelbe Flächenfarbe weist auf Standorte hin, wo sich der Boden nur unwesentlich verändert hat ( $\pm 0$  m). Da und dort sind sogar kleinere Erhöhungen zu erkennen (blau). Bei den Flächen, die sich kaum verändert haben, handelt es sich vor allem um Strassen, welche das Landwirtschaftsgebiet durchziehen. Bei den linienförmig angeordneten Höhenänderungen handelt es sich vorwiegend um Drainagekanäle. Bedingt durch die saisonale Momentaufnahme des DHM 2016, sind im Höhendifferenzmodell



Unterschiede von bis ca. 3 m im Wasserstand in Fließgewässern und Kanälen erkennbar. Der Höchstwasserstand wurde mit der Zweiten Jura-gewässerkorrektur zwar nur um 1 m abgesenkt (Nast, 2011), jedoch wurde der mittlere Wasserstand der Seen im Vergleich zu Beginn des 20. Jahr-hunderts um 3.2 bis 3.6 m gesenkt.

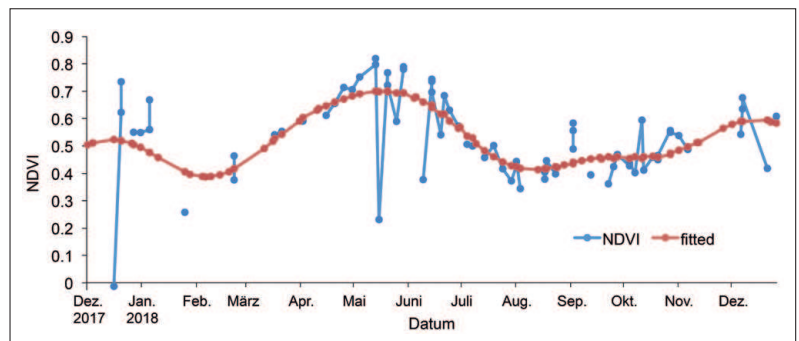
Des Weiteren müssen hier aber auch die Limitierungen der gewählten Interpolationsmethode beachtet werden. Bei der Errechnung des Höhen-modells können Strassen, Flüsse und Kanäle nicht als solche miteinbezogen und interpoliert werden, da sie lange und schmale Formen aufweisen. Der Interpolationsalgorithmus erkennt derartige lineare Elemente nicht, sonst müssten diese vorgängig als Bruchkanten digitalisiert werden. Es werden damit nur die vorhandenen Messpunkte berücksichtigt und alle dazwi-schenliegenden Einzelobjekte ((gezwungenermassen)) weggelassen. Eine Möglichkeit dieses Informationsdefizit zu beheben wären das zusätzliche Auskartieren und Typisieren aller Kanäle und Verkehrslinien als Kanten.

#### 4.2.5 NDVI Zeitserien zur Bestimmung der Bodenbedeckung

Für die Klassifikation der Bodenbedeckung mittels Satellitendaten wird für jedes Pixel eine NDVI-Zeitreihe erstellt, wie anhand eines Beispiels in Abbildung 29 gezeigt wird. Es ist einerseits ersichtlich, dass einige Ausreisser nicht detektiert wurden, welche die Kurve jedoch nicht zu beeinflussen vermögen. Es handelt sich dabei zum Beispiel um Schnee (NDVI  $\sim 0$ ) oder Wolkenbedeckung.

Andererseits ist vor allem im Winter aufgrund von Wolkenbedeckung eine geringere zeitliche Auflösung zu erkennen. Bei schlechten Wetterbedingungen, wenn keine Satellitenbeobachtungen vorliegen, können also Vegetationsperioden verpasst werden, (siehe relativ kleines Maximum im September in Abbildung 29). Allenfalls können Zeitpunkte der Vegeta-tionszyklen (z.B. Maximum NDVI pro Zyklus, Beginn des Anstiegs) in Kombination mit deren NDVI-Amplitude verwendet werden um zwi-schen den Anbautypen zu unterscheiden.

Abbildung 29:  
NDVI-Kurve des Feldes F124 gefittet mit der GEE Linear Regression Reducer Methode. Ersichtlich sind starke Ausreisser im Dezember, welche durch Schnee- und/oder Wolkenbedeckung bedingt sind. Im Mai und Juni lassen sich die Ausreisser durch Wolkenbedeckung erklären.



#### 4.2.6 Resultate der Klassierung Vegetationsperioden und Validierung

Mit Hilfe der Google Earth Engine wurden anhand des NDVI-Wertes Agrarflächen klassifiziert und in einer Karte dargestellt. Abbildung 30 zeigt das mit GEE erzielte Klassifizierungsergebnis gemäss Anzahl NDVI-Maxima im Jahresverlauf. Die Daten liegen in der Auflösung der Sentinel-2 Bilder von 10m vor. Einzelne Agrarfelder werden als einheitliche Flächen gut erkannt, bei anderen erscheint die Zuordnung räumlich oft etwas heterogen. Für Felder mit mehr als drei detektierten Vegetationszyklen pro Jahr kann davon ausgegangen werden, dass es sich um mehrmals im Jahr geschnittene Grasflächen handelt.

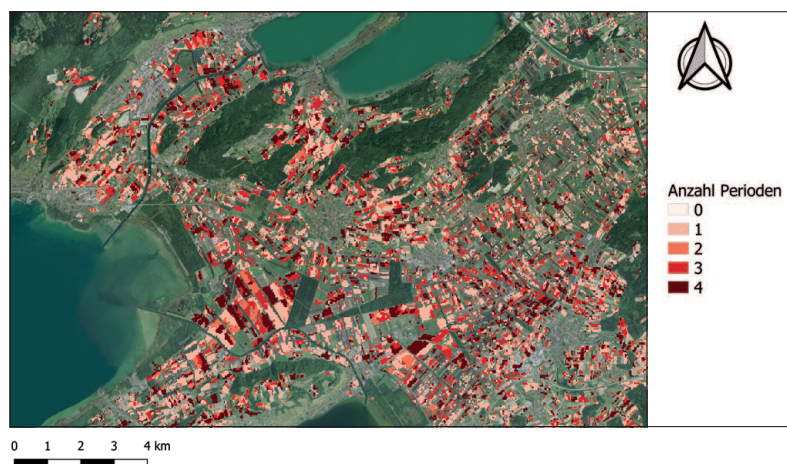


Abbildung 30:  
Satellitendaten-Klassierung (Sentinel 2) der Agrarflächen vom Jahr 2018 anhand der Anzahl NDVI-Maxima: 1 = ein Maximum; 2 = zwei Maxima mit dem grösseren im Frühling, 3 = zwei Maxima mit dem grösseren im Herbst; 4 = drei Maxima.  
Kartenausschnitt um Ins im Berner Seeland.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).

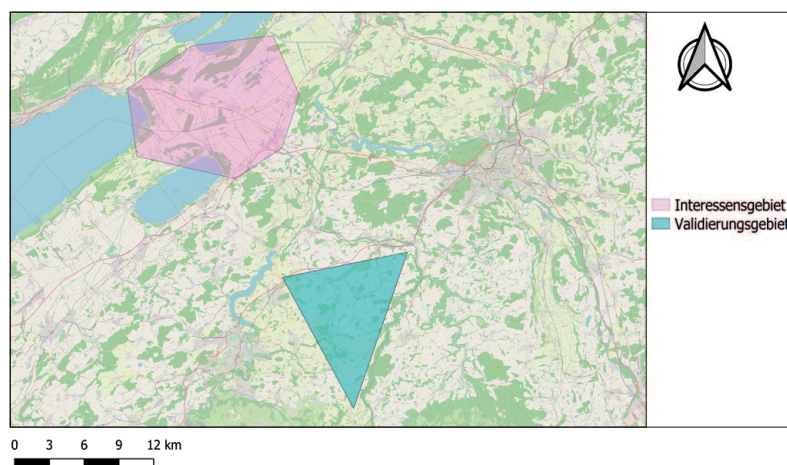


Abbildung 31:  
Die Karte zeigt die Lage und Entfernung zwischen dem Interessengebiet Berner Seeland (rosa Polygon) und dem Validierungsgebiet im Kanton Fribourg (türkis-Polygon), in welchem sich die von der Vogelwarte Sempach beobachteten Felder befinden.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).

Die von der Vogelwarte Sempach zur Verfügung gestellten Beobachtungen für die Validierung der vorliegenden Datensätze stammen aus den Gebieten Bunziwil, Geretsried, Guggisberg, Heitiwil, Schwarzenburg u. Wengliswil, welche sich westlich des Berner Seelands befinden (vgl. Abb. 31).

Der Detektionsalgorithmus für die Vegetationszyklen kann dazu vom Untersuchungsgebiet Berner Seeland auf das Validierungsgebiet im Kanton Freiburg ausgeweitet und angewendet werden, wobei sich hier die Stärken der GEE zeigen.

Das Resultat der Validierung zwischen dem Detektionsalgorithmus basierend auf den Vegetationszyklen im Vergleich mit den Validierungsdaten ist in Tabelle 8 ersichtlich und zeigt die Klassierungs-Differenz der durch die GEE-Daten bzw. Validierungsdaten erkannten Wachstumsperioden inklusive der Anzahl detektierter Pixel.

Tabelle 8:  
Tabelle zur Bestimmung der Unterschiede bezüglich Anzahl Vegetationsperioden zwischen Satellitendaten-Klassierung und Validierungsdatensatz.

Anzahl Wachstumsperioden	Anzahl Pixel
-3	0
-2	32
-1	4
0	17
1	41
2	16
3	6

Abbildung 32:  
Kartendarstellung zur Differenz der detektierten Anzahl Wachstumsphasen im Vergleichsgebiet Bunziwil.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).



Von insgesamt 116 Vergleichspixeln wurden lediglich deren 17 als übereinstimmend klassiert. Die Mehrheit der Pixel ( $n = 41$ ) liegt in der Abweichungsklasse 1, etwas seltener sind die Differenzklassen 0 und 2 belegt ( $n = 17$  bzw.  $n = 16$ ). Insgesamt scheint das Resultat damit einen systematischen Fehler im Unterschied von einer Wachstumsphase aufzuzeigen. Zur Interpretation bleibt zu ergänzen, dass bei der GEE-Berechnung die Vegetationsperioden eines vollen Jahres miteinbezogen wurden, inklusive eines Vegetationszyklus von Dezember bis März (Abb. 29). Die Beobachtungsperiode der Validierungsdaten startet jedoch erst mit dem ersten Schnitt im Mai.

Weitere Limitierungen finden sich in der Form und Ausdehnung der Validierungsflächen, welche hier oft schmal und langgezogen sind. Somit werden am Rand der Polygone Pixel vermischt, was unerwünscht zu einer unpräzise klassierten Anzahl Wachstumsperioden innerhalb eines Feldes führen kann (Abb. 32). Daher hat die Feldgrösse im Vergleich mit der Auflösung der Satellitendaten einen erheblichen Einfluss auf das Erkennungspotenzial von Wachstumsphasen.

### 4.3. Dendrochronologie

Das Baumwachstum korreliert relativ schlecht mit den mittleren Sommertemperaturen (Abb. 33). Allerdings wird deutlich, dass bei höheren Temperaturen das Wachstum zurückgeht. Die Kurven und deren Ausschläge verlaufen teilweise parallel, aber immer wieder auch gegenläufig. Dies sieht man beispielsweise im Jahr 1980, in welchem eine tiefere Temperatur zu einem höheren Wachstum führt. Auch gibt es im Sommer 1996, in welchem im Vergleich zu den Vorjahren eher tiefere Temperaturen herrschten, ein grösseres Wachstum. Folgt man dem Trend der Kurven so erkennt man, dass tiefere Temperaturen tendenziell zu einem grösseren Breitenwachstum der Bäume führen. Dies bedeutet im Umkehrschluss, dass die Bäume bei höheren Temperaturen tendenziell schlechter wachsen. Der Zusammenhang zwischen Temperatur und Wachstum ist über den gesamten Zeitraum eher schwach ausgeprägt, obwohl er in einzelnen Jahren (zumeist bei Extremwerten wie im Jahre 2003) deutlich erkennbar ist. Der schwache Zusammenhang in eher durchschnittlichen Jahren spricht dafür, dass ein weiterer Faktor das Wachstum stärker beeinflusst.

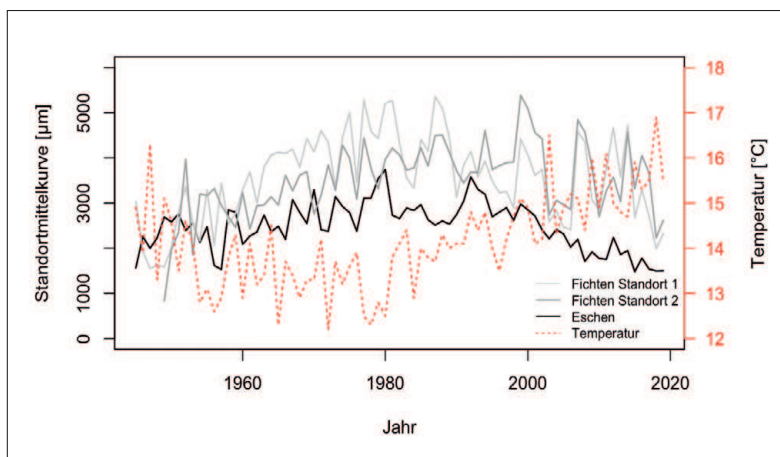
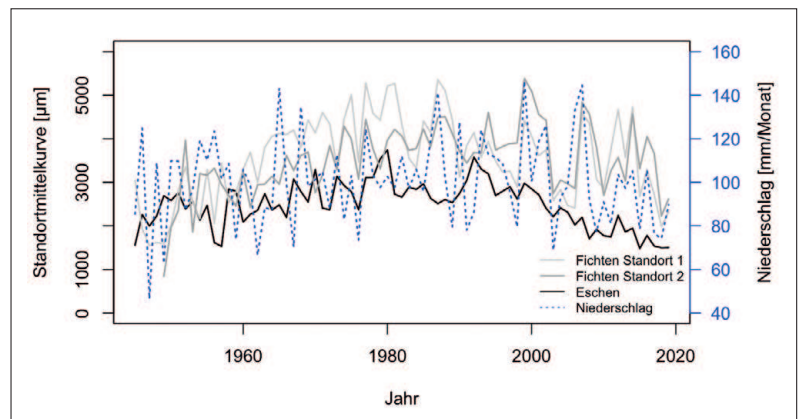


Abbildung 33:  
Die Temperatur (gemittelt über die Monate April bis September) der letzten 75 Jahre in Zollikofen, dargestellt mit den Standortmittelkurven der Fichten an Standort 1 und 2, sowie den Eschen.

Vergleicht man nun das Baumwachstum mit den Niederschlagswerten, zeigt sich eine gute Übereinstimmung der beiden Parameter (Abb. 34). Bei den Fichten führt ein erhöhter Niederschlag zu einem erhöhten Wachstum. Bei den Eschen ist diese Abhängigkeit nicht so deutlich. Im Jahr 2007 beispielsweise wachsen die Fichten deutlich besser, was mit einem erhöhten Niederschlagsangebot einhergeht. Die Eschen zeigen in diesem Jahr ein nur geringfügig höheres Wachstum. Das Jahr 2003 ist als Trockenjahr und sehr warmes Jahr bekannt. In diesem Jahr zeigen die Eschen wie auch die Fichten ein reduziertes Wachstum. Hier reagierten die Fichten wieder stärker auf den geringen Niederschlag als die Eschen. Im niederschlagsarmen Sommer 1976 ist das Phänomen der starken Reaktion auf die Wasserknappheit bei beiden Baumarten ausgeprägt. Interessant ist auch, dass im Jahr 1987, welches niederschlagsreich war, die Fichten am Standort 1 deutlich mehr wuchsen als diejenigen des Standort 2, währenddem die Eschen in diesem Jahr ein geringeres Wachstum aufzeigten.

Abbildung 34:  
Die Niederschlagswerte der letzten 75 Jahren (gemittelt über die Monate April bis September) von Zollikofen, dargestellt mit den Standortmittelkurven der Fichten an Standort 1 und 2, sowie den Eschen.



Weniger deutlich reagiert das Baumwachstum auf die Lage des Grundwasserspiegels. Dieser Zusammenhang ist weniger offensichtlich ausgeprägt als zwischen Baumwachstum und Niederschlag. Vergleicht man die Werte der Jahrringbreiten und des Grundwasserspiegels (Abb. 35), erkennt man nur bei Extremwerten, wie z.B. im Jahr 2007, einen klaren Zusammenhang. Da die Messungen des Grundwasserspiegels erst im Jahr 1976 begannen, ist dieser erste Wert mit Vorsicht zu interpretieren. In diesem Jahr gingen geringe Wachstumsraten mit einem niedrigen Grundwasserspiegel einher. Im Jahr 2003 (mit heissem und trockenem Sommer) hingegen, lässt sich ein solcher Zusammenhang nicht direkt erkennen.

Die Chronologie der Eschen wurde mit einer bereits bestehenden Eschen-chronologie verglichen, die uns von Matthias Bolliger (Archäologischer



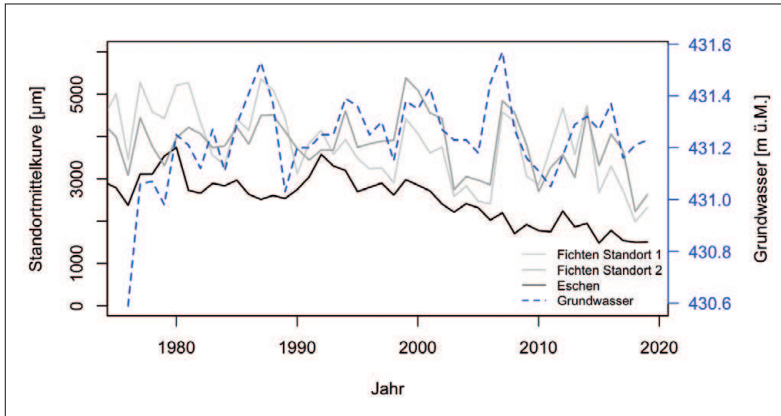


Abbildung 35:  
Grundwasserspiegeldaten  
(Jahreswerte) aus dem Staatswald  
Kanalbezirk seit 1976, dargestellt  
mit den Standortmittelkurven der  
Fichten von Standort 1 und 2,  
sowie den Eschen.

Dienst des Kantons Bern) zur Verfügung gestellt wurde. Diese reicht von 1831 bis 2017 und wurde mit den Daten von 52 Eschen aus dem Südufer des Bielersees (Lüscherz, Nidau, Sutz-Lattringen) berechnet. Sowohl die Bielersee- als auch die Staatswald-Chronologie wurden normalisiert, um störende Einflüsse (z.B. Alterstrend) zu eliminieren. Die Normalisierung wurde berechnet, indem jeder Wert durch den Mittelwert und dann durch die Standardabweichung der gesamten Chronologie geteilt wurde.

Für die Periode vor 1934 zeigen die beiden Kurven einen deutlich unterschiedlichen, ja geradezu gegenläufigen Trend. In den nachfolgenden Jahren fällt die Reaktion der Bäume aber sehr ähnlich aus: In den Jahren 1934, 1947, 1954, 1976 und 1982 war das Wachstum besonders niedrig, in den Jahren 1937, 1970, 1980, 1999 und 2012 besonders hoch (Abb. 36).

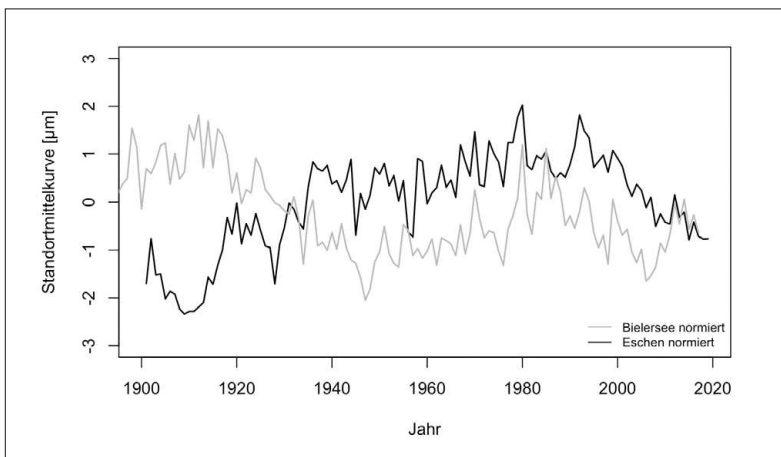


Abbildung 36:  
Vergleich zwischen den normierten  
Eschen-Chronologien vom Bielersee  
und vom Staatswald Kanalbezirk.

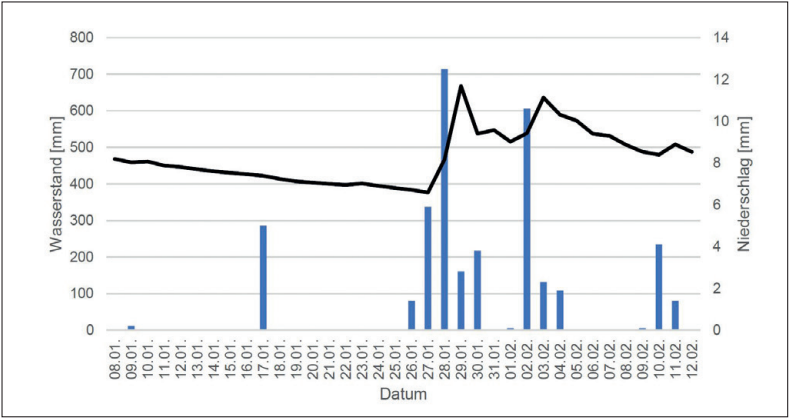
4.4. Hydrologie

4.4.1. Wasserstand und Temperatur

Abbildung 37 und 38 visualisieren die Niederschlagsereignisse und -mengen während des Beobachtungszeitraums sowie die Tageswerte der mittleren relativen Wasserstände an zwei Standorten. Die Niederschlagsdaten gelten jeweils für die Messstation bei Ins (Meteo Schweiz).

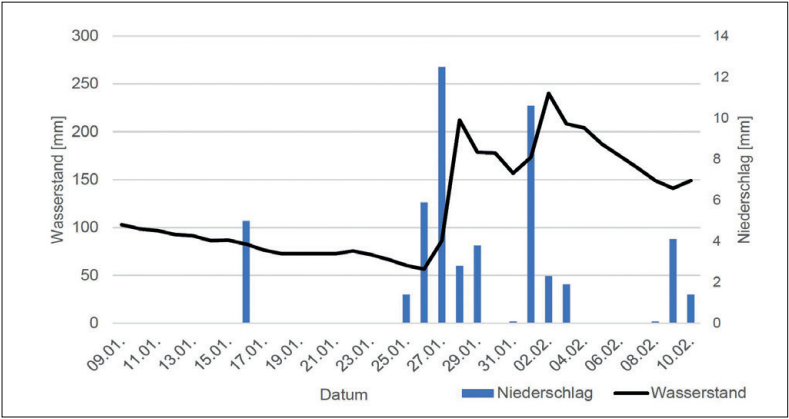
Während unserer Beobachtungsperiode (08.01.2020 - 19.02.2020) fielen insgesamt 60.3 mm Niederschlag. Die Wasserstände in den Kanälen schwankten während der gesamten Beobachtungsperiode innerhalb einer Amplitude von fast 300 mm an Standort 1 und 180 mm an Standort 2.

Abbildung 37:  
Niederschlag und relativer  
Wasserstand des Hauptkanals an  
Standort 1 (Jahr: 2020).  
Die Messungen des Druckes [hPa]  
wurden für Luftdruckvariationen  
korrigiert und in Wasserstände  
umgerechnet.



Nach einem Niederschlagsereignis steigt der Wasserstand in den Kanälen zunächst stark an und sinkt in der Folge über einen längeren Zeitraum von mehreren Tagen langsam wieder ab. Für den Standort 2 (Abb. 37) gelten ähnliche Verhältnisse. Der Wasserstand reagiert hier jedoch etwas sensibler auf die Niederschlagsereignisse. Zudem sind die relativen Schwankungen zwischen Minimal- und Maximalwerten grösser.

Abbildung 38:  
Niederschlag und relativer  
Wasserstand des Hauptkanals an  
Standort 2 (Jahr: 2020).  
Die Messungen des Druckes [hPa]  
wurden für Luftdruckvariationen  
korrigiert und in Wasserstände  
umgerechnet.





Die Wassertemperatur im Kanal zeigt in der Verlaufsform der Kurven zwar eine generelle, nicht überall aber unmittelbare und eindeutige Korrelation zur Lufttemperatur (Abb. 39). Eine direkte Auswirkung der Lufttemperatur auf die Kanalwassertemperatur kann insbesondere zu Beginn der Beobachtungsperiode festgestellt werden. Wegen der hohen Wärmespeicherkapazität von Wasser sowie der geringen Temperaturvariation des Grundwassers, welches den Ursprung des Abflusses in den Kanälen bildet, reagiert die Kanalwassertemperatur im weiteren Verlauf eher träge und mit sichtbar gedämpfter Amplitude auf Schwankungen der Lufttemperatur. Während des letzten Drittels des Messzeitraums vermag die Wassertemperatur kaum noch auf Schwankungen der Lufttemperatur zu reagieren, sondern bleibt annähernd konstant bei ca. 9 °C. Am zweiten Standort ist der Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur noch geringer als bei Standort 1.

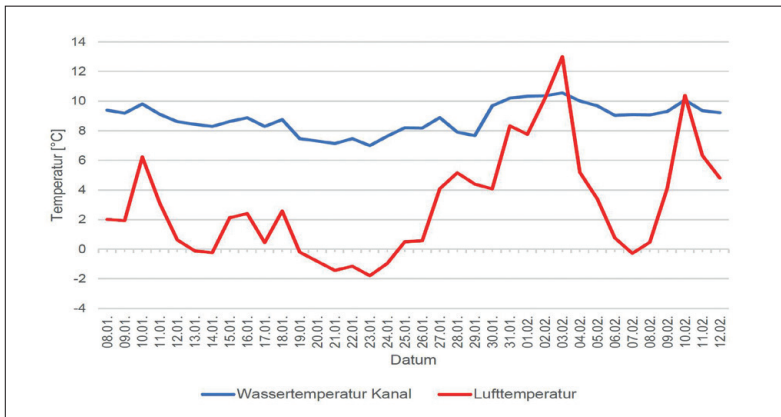


Abbildung 39:  
Luft- und Kanalwassertemperatur an  
Standort 1 (Jahr: 2020).

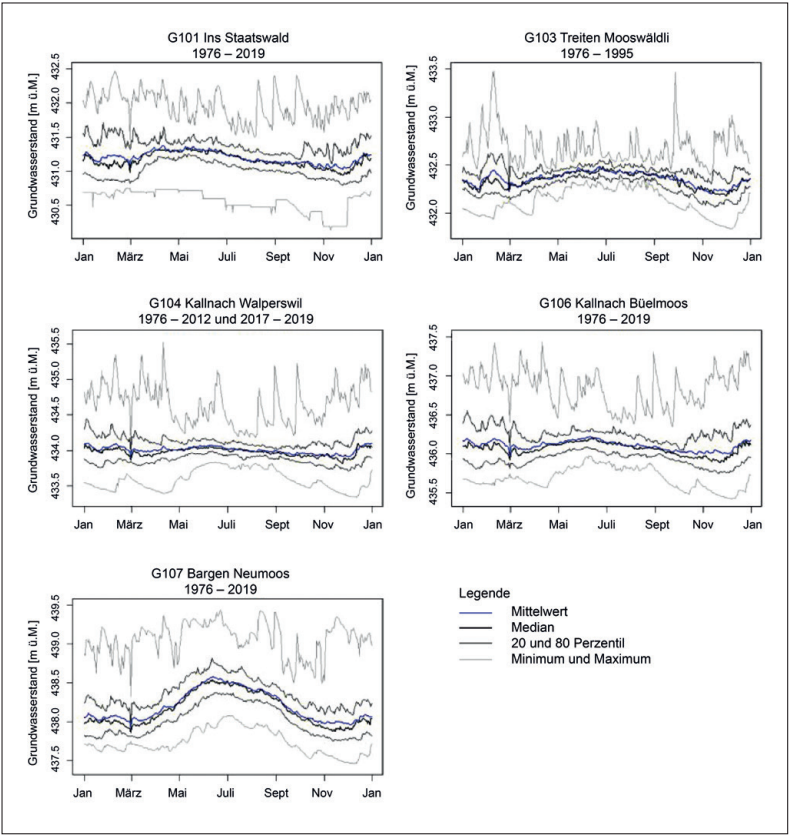
#### 4.4.2. Grundwasser und meteorologische Daten

Zur Analyse der Grundwasserstände wurden Zeitreihenmessungen der Stationen G101, G103, G104, G106 und G107 (Abb. 40) genauer untersucht.

##### 4.4.2.1. Grundwasserstände 1976 bis 2019

Wie bereits im Kapitel 3.4.2. erwähnt, wird das Grundwasser stark durch die Regulierung der Binnenkanäle beeinflusst. Von November bis März sind die Wehre in den Binnenkanälen geöffnet, da kein Wasserbedarf seitens der Landwirtschaft besteht. Danach werden die Wehre schrittweise nach Bedarf geschlossen, um den Grundwasserstand hoch zu halten und Wasser für die Pflanzen zur Verfügung zu stellen. Dies lässt sich an einer leichten Erhöhung des mittleren gemessenen Grundwasserstandes über die Sommermonate hinweg beobachten (Abb. 40). Zudem erkennt man auch, dass sich die 20%- und 80%-Perzentile wesentlich näher am Median bewegen als in den Wintermonaten. Dies ist durch die

Abbildung 40:  
Statistische Verteilung der Zeit-  
reihendaten über den Jahresverlauf  
des Grundwasserspiegels an ver-  
schiedenen Messstandorten. An der  
Messstation G104 (vgl. Abb. 10)  
gab es einen Messunterbruch von  
2013 bis Ende 2016. Für diesen  
Zeitraum wurden keine Werte in  
die Berechnung der statistischen  
Kennzahlen einbezogen.



Wasserregulierung in den Binnenkanälen erklärbar, welche die Variabilität der Schwankungen reduziert. Besonders ausgeprägt ist die Schwankung des Grundwasserstandes am Standort G107. Jedoch ist hier die Spannweite zwischen dem 20%- und 80%-Perzentil ziemlich konstant über das ganze Jahr verteilt. Verglichen mit den anderen vier Messstationen liegt dieser Standort am nächsten am Hagneck-Kanal und der Aare und befindet sich über einem grossen Grundwasserkörper. Dadurch gibt es wahrscheinlich einen steten Grundwasserzufluss, welcher die Variabilität niedrig hält.

Der starke Grundwasserstandanstieg über die Sommermonate entsteht durch die Binnenkanalbewirtschaftung. Der Standort liegt am Anfang des Binnenkanalsystems. Das gesamte Wasser für die Binnenkanäle muss hier durchfliessen. Interessanterweise steigt der Grundwasserspiegel nach der Öffnung der Wehre im November über den Winter leicht an und senkt sich bis zur Schliessung der Wehre im März wieder ab. Zudem werden sowohl die absoluten Maximal- als auch Minimal-Grundwasserstände bei fast allen Zeitreihen eher im Winterhalbjahr gemessen, als im regulierten Sommerhalbjahr.

#### 4.4.2.2. Grundwasserstand und Niederschlag im Jahr 2018

Um ein besseres Verständnis für den Einfluss von Niederschlag und Binnenkanalbewirtschaftung auf den Grundwasserstand zu erhalten, wurde der tägliche Grundwasserstand der vier aktiven Messstationen mit den täglichen Niederschlagswerten der Messstation Ins verglichen. Dazu wurde das Jahr 2018 gewählt, welches das aktuellste Jahr mit vollständigen Messreihen war.

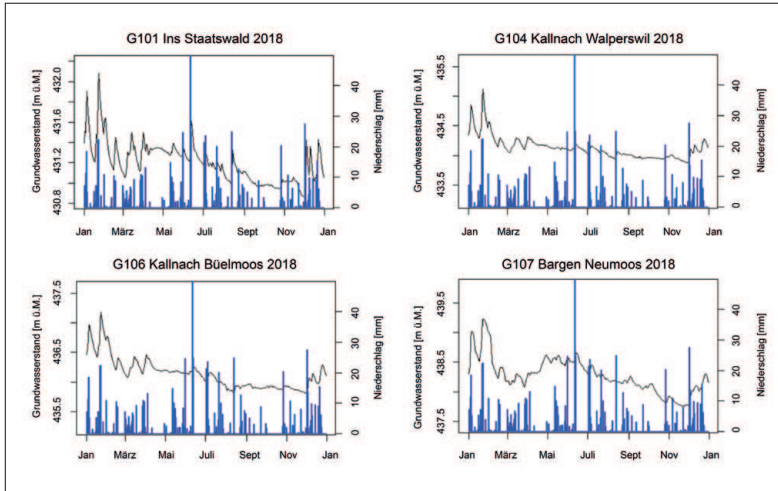


Abbildung 41:  
Grundwasserstände (schwarz)  
der einzelnen Grundwassermess-  
stationen und Niederschlagsmengen  
(blau) der Messstation Ins aus dem  
Jahr 2018.  
Die y-Achsen des  
Grundwasserstandes wurden alle  
auf eine Gesamtdifferenz von 2.4 m  
skaliert. Die Magnituden sind somit  
vergleichbar.

Ein Anstieg des Grundwasserspiegels wird nicht alleine durch die Niederschlagsmenge bestimmt (Abb. 41), andere Faktoren wie Bodenfeuchte und Vegetation beeinflussen diesen ebenfalls. Vor allem an der Messstation G101 sind starke Reaktionen erkennbar. An allen vier Standorten steigt der Grundwasserspiegel relativ rasch an. Das Absenken des Grundwasserspiegels nach dem Niederschlagsereignis erfolgt umso schneller, je weiter entfernt eine Messstation vom Hagneck-Kanal und der Aare liegt. Besonders am Standort G107 sieht man den verzögernden Einfluss des durch die Aare gespeisten Grundwasserkörpers. In den Sommermonaten wird der Grundwasserspiegel durch die Binnenkanalwirtschaft reguliert. Dies erkennt man gut am relativ konstanten Verlauf der Grundwasserstände zwischen den Niederschlagsereignissen. Standort G107 weist deutlich darauf hin (steigender Grundwasserspiegel ohne Niederschlag), wann Wasser für die Verteilung ins Binnenkanalsystem gesammelt und verteilt wird.

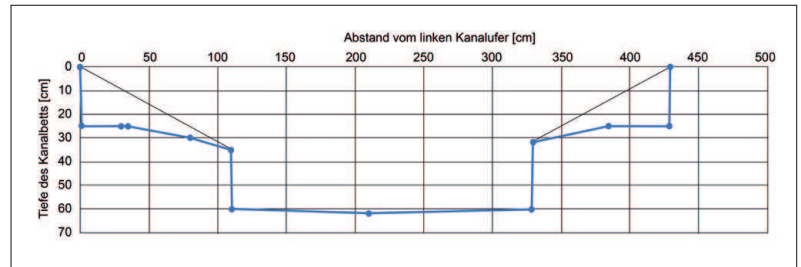
### 4.4.3. Aufstauexperiment und Untersuchung der Rauheit

#### 4.4.3.1. Standort 1

Am Standort 1 wurde ein Abfluss von rund 670 l/s gemessen (8.1.2020). Für das Einzugsgebiet wurde eine Fläche von 30.7 km<sup>2</sup> bestimmt. Somit resultiert ein spezifischer Abfluss von 21.8 l/(km<sup>2</sup>s).

Die Ausmessung des Kanalbetts ergab die in Abbildung 42 blau eingezeichnete Kanalbettgeometrie.

Abbildung 42:  
Kanalbettgeometrie am Standort 1, eingezeichnet in blau.  
Approximation des benetzten Umfangs als Rechteck mit aufgesetztem Trapez für die Berechnung des Manning-Strickler-Koeffizienten mit Hilfe der schwarzen Linien.



Das Ufer, das sich an der Seite des Kanalrands erhebt, fällt in einem flachen Winkel zum Kanal. Um dem gerecht zu werden, wurde der obere Teil des Kanals für die Berechnung des Manning-Strickler-Koeffizienten mit einem Trapez angenähert mit einem Seitenwinkel von 18.5°. Dies entspricht dem mittleren Winkel der beiden eingezeichneten schwarzen Linien zur Waagrechten (wobei die Darstellung in Abb. 42 überhöht und dadurch nicht winkeltreu dargestellt wird).

Am Stauwehr wurde eine Aufstauung von 57 cm vorgenommen. Dies entspricht ungefähr einer Verdopplung der anfänglichen Kanaltiefe. Der errechnete Manning-Strickler-Koeffizient beträgt 0.0366 s/m<sup>1/3</sup> (Rauheitsbeiwert nach Manning) beziehungsweise 27.3 m<sup>1/3</sup>/s (Rauheitsbeiwert nach Strickler). Für die Rauheit der Kanäle im Binnenkanalsystem des Grossen Moos konnten in der Literatur keine Vergleichswerte gefunden werden. Gemäss einer Sammlung verschiedener  $k_{st}$ -Werte (z.B. Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 2003) entsprechen diese Werte den Kategorien „stark bewachsene Erdkanäle“, „mit Bewuchs befestigte Kanäle“ oder „mit groben Steinen ausgelegte Kanäle“. Im Hinblick auf die zu einem grossen Teil fehlende Vegetation hätten bei unseren Messungen etwas höhere Werte von bis zu 60 m<sup>1/3</sup>/s erwartet werden können. Diese Grössenordnung entspräche den Typen „träge fliessende Kanäle ohne Bewuchs“ (33 bis 43 m<sup>1/3</sup>/s) bis hin zu „künstliche Erdkanäle aus festem, glattem Material“ (60 m<sup>1/3</sup>/s) (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 2003).

Die Distanz, nach welcher sich die Aufstauung nur noch geringfügig auf den Wasserstand auswirkt, kann unseren Berechnungen zufolge nach

rund 1100 m erwartet werden (Abb. 43). Eine doppelt so hohe Aufstauung, also eine Anhebung der Wasseroberfläche um 114 cm, hätte einen Einfluss auf etwa 1800 m gehabt, eine dreifache Aufstauung um 171 cm bis knapp 2500 m. Dabei wird von einer konstanten Neigung des Kanalbetts ausgegangen. Es kann geschlossen werden, dass jede weitere Aufstauung um 57 cm an diesem Standort jeweils zu einer Vergrößerung der Einflussdistanz um rund 700 m führt.

Die mit dem Nivelliergerät gemessenen Unterschiede zwischen den Wasserständen vor und nach dem Aufstauen stimmen sehr gut mit den aus der Modellierung errechneten Unterschieden überein (Abb. 44). Dies spricht dafür, dass der berechnete Manning-Strickler-Koeffizient aussagekräftig ist. An den Holzpfeilen resultieren durchwegs zu grosse Unterschiede. Nahe beim Stauwehr betragen die Abweichungen der mit dieser Methodik generierten Messwerte von den theoretischen Werten nur wenige Zentimeter, 600 m vom Stauwehr entfernt belaufen sie sich auf rund 20 cm.

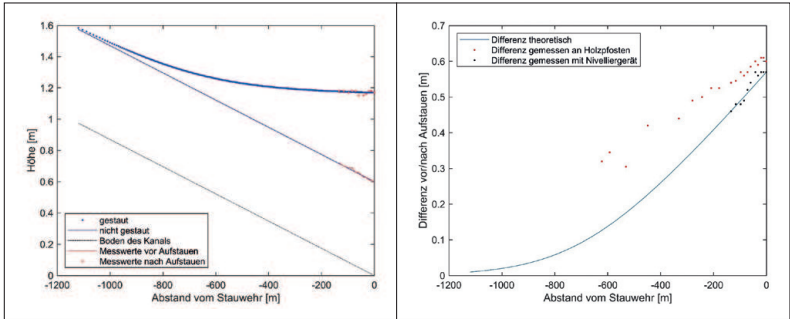


Abbildung 43

Abbildung 44

Abbildung 43:  
Darstellung der Aufstauung des Kanals am Standort 1. Das Gefälle des Kanals beträgt 1 m auf 1.1 km, die Kanaltiefe vor dem Aufstauen mass 0.6 m. Blaue Punkte stellen die aufgrund des Manning-Strickler-Koeffizienten errechnete Aufstauung für jede Distanz dar. Rot eingezeichnet sind die Messungen der Wasseroberfläche vor und nach dem Aufstauen.

Abbildung 44:  
Aufgrund des Manning-Strickler-Koeffizienten errechneter Unterschied des Wasserstandes vor und nach dem Aufstauen des Kanals sowie tatsächlich gemessene Unterschiede des Wasserstandes an den Holzpfeilen im Kanal und mit dem Nivelliergerät.

4.4.3.2. Standort 2

Die Abflussmessung am Standort 2 fiel mit rund 320 l/s deutlich kleiner aus als am Standort 1. Dies begründet sich damit, dass das Einzugsgebiet hier nur 9.1 km<sup>2</sup> umfasst. Der spezifische Abfluss von 35.2 l/(km<sup>2</sup>s), erwies sich jedoch als um 50% höher. Dies deutet darauf hin, dass die abflussstarken Regionen am Hauptkanal am Messtag eher in den oberen Abschnitten des Gebietes zu finden waren.

Die untenstehende Abbildung 45 zeigt die vermessene Kanalbettgeometrie.

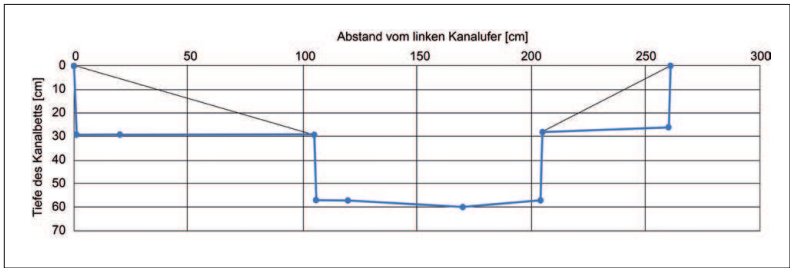


Abbildung 45:  
Kanalbettgeometrie am Standort 2, eingezeichnet in blau. Approximation des benetzten Umfangs als Rechteck mit aufgesetztem Trapez für die Berechnung des Manning-Strickler-Koeffizienten mit Hilfe der schwarzen Linien.

Die Berechnungen wurden analog zu Standort 1 durchgeführt (der Winkel zwischen den schwarz eingezeichneten Linien und der Waagerechten beträgt rund 23°).

Die vorgenommene Aufstauung beträgt 25 cm, der Manning-Strickler-Koeffizient errechnet sich auf  $0.0265 \text{ s/m}^{1/3}$  (Rauheitsbeiwert nach Manning) beziehungsweise  $37.7 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$  (Rauheitsbeiwert nach Strickler). Auch hier wurden aufgrund der fehlenden Bezugswerte aus der Literatur allgemein gehaltene Tabellen zum Vergleich beigezogen. Die Rauheit weist demzufolge auf „träge fließende künstliche Kanäle ohne Bewuchs“, auf „gleichmässig fließende künstliche Kanäle mit kurzem Gras und einigem Kraut“ oder „regelmässige Erdkanäle“ hin.

Die Aufstauung um 25 cm am Standort 2 wirkt sich bis auf 900 m aus, dies bedeutet, dass der Stau effekt erst ab einer Distanz von 900 m oberhalb des Stauwehrs nicht mehr sichtbar wäre. Eine doppelt so hohe Aufstauung beim Wehr hätte an diesem Standort zu einer zusätzlich um rund 400 m verlängerten Einflussdistanz geführt (Abb. 46). Eine Aufstauung um 75 cm, also eine Verdreifachung des anfänglichen Betrags, hätte zu einer Wirkungsstrecke von 1700 m geführt. Somit entspricht eine Vervielfachung der initialen Aufstauung an diesem Standort jeweils einer Verlängerung der Einflussdistanz um rund 400 m.

Sowohl die mit dem Nivelliergerät als auch an den Holzpfosten gemessene Unterschiede zwischen der Wasseroberfläche vor und nach dem Stauexperiment nähern sich der theoretischen Anhebung der Wasseroberfläche bis auf einige wenige Zentimeter genau an (Abb. 47). Dies spricht für eine starke Repräsentativität des errechneten Manning-Strickler-Koeffizienten.

Abbildung 46:  
Darstellung der Aufstauung des Kanals an Standort 2. Das Gefälle des Kanals beträgt 1 m auf 1.6 km, die Kanaltiefe vor dem Aufstauen mass 0.6 m. Blaue Punkte stellen die aufgrund des Manning-Strickler-Koeffizienten errechnete Aufstauung für jede Distanz dar. Rot eingezeichnet sind die Messungen der Wasseroberfläche vor und nach dem Aufstauen.

Abbildung 47:  
Aufgrund des Manning-Strickler-Koeffizienten errechneter Unterschied des Wasserstandes vor und nach dem Aufstauen des Kanals sowie tatsächlich gemessene Unterschiede des Wasserstandes an den Holzpfosten im Kanal und mit dem Nivelliergerät.

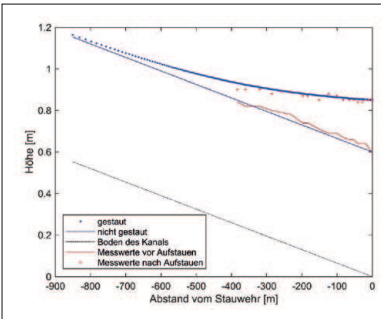


Abbildung 46

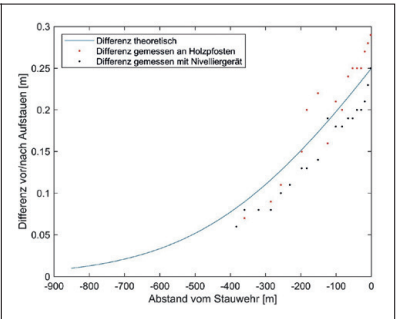


Abbildung 47



## 5. Diskussion

### 5.1. Moorböden

#### 5.1.1. Bildung, Verhalten und Zeitraum des Mooraufbaus

Standort 1 kennzeichnet sich durch Seeton- und Seekreideablagerungen und ein sich darauf gebildetes Moor. Vor etwa 13'000 Jahren stieg der organische Anteil in den Seesedimenten an und führte zur Bildung einer Mudde. Mudden werden unter Wasser abgelagert und weisen einen organischen Anteil von 5 % oder mehr auf (Meier-Uhlherr et al., 2011). Dies ist ein klares Indiz dafür, dass im Bereich Burgermoos – Lüscherzmoos ein See existierte, der nun langsam zu verlanden begann. Eine Moorbildung und somit komplettes Verlanden des Sees ist ab etwa 10 – 11 ka BP anzunehmen.

Die Maximalalter der restlichen Profile variieren zwischen etwa 3200 (Standort 3), 6400 (Standort 2) und 10'200 (Standort 4) Jahren. Bedingt durch die mäandrierende Aare (Wälti, 2019) und häufig wechselnden Zuflüsse zum Neuenburgersee hat die Moorbildung im Grossen Moos an den einzelnen Standorten zu ganz unterschiedlichen Zeiten eingesetzt und wurde immer wieder durch Sedimenteinträge unterbrochen. Bei Standort 4 war die Sedimentationsrate zwischen 10'500 und 9500 Jahre BP besonders hoch und auch bei Standort 1 erreichen die Sedimentationsraten zwischen 14'000 und 7000 Jahre BP die höchsten Werte. Grund dafür könnte der abrupte klimatische Übergang vom Pleistozän zum Holozän sein. Nach der jüngeren Dryas gab es einen markanten Klimawechsel im Präboreal. Erhöhte Temperaturen, höhere Niederschläge und vor allem die im Alpenraum noch eher spärliche Vegetation führten dazu, dass Erosions- und Sedimentationsphasen intensiver waren (Fahlke, 2009).

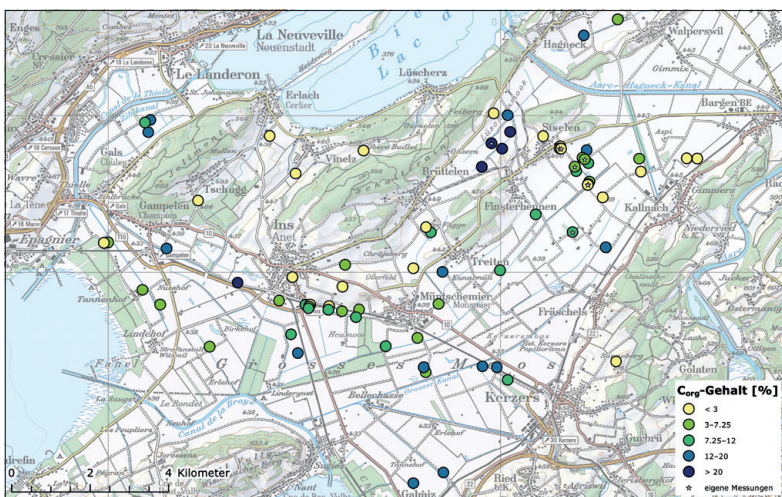


Abbildung 48:  
Organischer Kohlenstoffgehalt im  
Oberboden an 77 Standorten im  
Berner Seeland (eigene Daten aus  
dieser Studie).

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo  
(BA20049).



Die räumliche Variabilität des  $C_{org}$ -Gehaltes im Oberboden (Abb. 48) ist wesentlich höher als es üblicherweise bei landwirtschaftlich genutzten Böden zu erwarten wäre (Hülsbergen und Diepenbrock, 2000). Diese Variabilität ist sicherlich nicht nur auf die unterschiedlichen Bedingungen bei der Bodenbildung zurückzuführen, sondern steht auch in einem Zusammenhang mit der unterschiedlichen Landnutzung. So sind landwirtschaftlich genutzte organischen Böden stärker degradiert als solche unter Wald (Lienert, 2013; Bader et al. 2018; Wüst-Galley et al., 2020).

In der Schweiz entwickelte sich die Landwirtschaft im Neolithikum um ca. 6000 bis 5000 vor Chr. und wurde bis zur Zeit der Römer vor 2000 Jahren intensiver (Rachoud-Schneider, 2010). Bedingt durch die zunehmende landwirtschaftliche Aktivität wäre es plausibel anzunehmen, dass vermehrt auch verwittertes Bodenmaterial ausgeschwemmt und abgelagert worden sein könnte. Die Sedimentationsrate nimmt in dieser Zeit tatsächlich leicht zu, was ein Hinweis auf eine zunehmende anthropogene Beeinflussung z.B. durch die Rodung von Wäldern und die damit einhergehende Erosion und Sedimentation ist (Haas et al., 2019). Auch Änderungen im Flusslauf der Aare könnten die Sedimentationsrate im Laufe der Zeit beeinflusst haben.

In den letzten 150 Jahren kam es zu Kohlenstoffverlusten, welche bei Standort 1 genauer analysiert wurden. Die Abschätzung der primären Absackung ergibt einen jährlichen Kohlenstoffverlust von 0.3 t/ha/a. Dieser Wert scheint uns im Vergleich zu anderen Berechnungen für entwässerte Moorböden unrealistisch klein (Gubler, 2009). Daher haben wir die Abschätzung mit der sekundären Absackung berechnet, welche wiederum einen Kohlenstoffverlust von 4.58 t/ha/a ergibt (Lienert, 2013; Leifeld et al., 2011a,b). Werden die Kohlenstoffverluste über die Lagerungsdichte berechnet, lassen sich Veränderungen primär in den obersten 50 cm erkennen (Abb. 7 und 8). Werden die Kohlenstoffverluste über den Aschegehalt der Moorböden bestimmt, so erkennt man durchgehende Veränderungen bis in eine Tiefe von 150 cm. Der damit berechnete gesamte Absackungsbetrag von 157 cm an Standort 1 ist nachvollziehbar: generell sind einige Strassen im Grossen Moos im Vergleich zu den Ackerflächen deutlich erhöht. Das liegt daran, dass die Moorschichten unter den Strassen weniger abgebaut werden als in benachbarten, gut durchlüfteten Feldern. Die über den Aschegehalt und unter der Berücksichtigung der primären und sekundären Sackung berechneten Kohlenstoffverluste sind gut mit den Werten von Lienert (2013) vergleichbar. In dieser Studie wurden bei Witzwil vergleichbare Moorböden untersucht. Dabei konnte ein C-Verlust von 1.80 – 2.92 t/ha/a unter Wald und von 4.83 – 5.09 t/ha/a unter landwirtschaftlicher Nutzung ermittelt werden.

### 5.1.2. Einfluss von Aufschüttungen und Bodenverbesserungen

Rekultivierungsprojekte auf entwässerten Gley- und Halbmoorböden im Berner Seeland wurden in der Vergangenheit häufig realisiert. Solche Böden sind typischerweise durch eine schleichende Bodendegeneration geprägt (Torfsetzungen und -sackungen). Periodische Vernässungen an der Bodenoberfläche als Folge des hohen Grundwasserstands, des geringen Flurabstands sowie der ausgeprägten Niveauabsenkungen verunmöglichen mit der Zeit zunehmend eine «normale» landwirtschaftliche Bewirtschaftung. Ein mittelintensiver bis intensiver Gemüse- und Futterbau ist somit langfristig gefährdet. Falls keine bodenverbessernden Massnahmen umgesetzt werden, ist eine Extensivierung unumgänglich (Bellini, 2015).

Aufschüttungen können, falls das Material fachgerecht eingebracht wird, eine tatsächliche Verbesserung für die agrarische Nutzung bewirken. Dabei muss das zugefügte Bodenmaterial allerdings über günstige Eigenschaften verfügen (nicht zu tonig und lehmig). Wird dessen Einbau jedoch bei nasser Witterung, mit schweren Maschinen und zudem mit ungeeignetem Material durchgeführt, sind irreversible Bodenverdichtungen meist unausweichlich. Als Folge davon kann das Wasser nicht oder nur schlecht versickern, und es kommt zu Staunässe. Die von uns beurteilten Fälle haben für die Landeigentümer tatsächlich erhebliche Verbesserung erbracht, obwohl in einem Fall die Wetter- und Bodenbedingungen zum Zeitpunkt der Rekultivierungsmassnahme alles andere als optimal waren. Das aufgeschüttete bzw. eingebrachte Material weist in bodenphysikalischer Hinsicht optimale Eigenschaften auf (rel. sandig, gut wasserdurchlässig). Dieser Tatsache ist es zu verdanken, dass bei der Aufschüttung bzw. Rekultivierung keinerlei Schäden entstanden sind. Die gemessenen Bodendichten des eingebrachten bzw. aufgeschütteten Materials sind häufig sehr hoch (zum Teil  $> 1.5$  bis  $1.95 \text{ g/cm}^3$ ), was auf eine deutliche Kompaktion während dem Einbau schliessen lässt. Ein Boden mit einer Lagerungsdichte von  $1.4 - 1.6 \text{ g/cm}^3$  kann als verdichtet und mit einer Lagerungsdichte von  $> 1.6 \text{ g/cm}^3$  als stark verdichtet bezeichnet werden (AfU Uri, 2009; VOL, 2017).

Nebst Aufschüttungen werden im Berner Seeland bei entwässerten Torfböden auch Kulturlandaufwertungsmassnahmen wie Übersanden/Sanddeckkultur, Tiefpflügen, Planieren und Drainieren angewandt (Presler und Gysi, 1989; Presler, 1993; Zihlmann et al., 2019). Massnahmen zur Aufwertung von organischen Böden haben zum Ziel, die Torfsackung und den Abbau der organischen Substanz zu bremsen und damit den Flurabstand durch Tiefpflügen zu halten oder durch Übersanden bzw. Überschütten zu erhöhen. Darüber hinaus sind günstige physikalische und chemische Bodeneigenschaften anzustreben. Dies gewährleistet auf lange Sicht eine

uneingeschränkte landwirtschaftliche Nutzung (Zihlmann et al., 2019). Anforderungen und Vorgehen für künftige Kulturlandaufwertungen auf entwässerten Torfböden sind jedoch komplex und bedürfen entsprechender Vorabklärungen, um neue Problemfälle zu vermeiden.

Die Zufuhr von mineralreichem Unterboden würde den Abbau eines darunterliegenden Torfvorkommens schützen. Dadurch würde auch weniger CO<sub>2</sub> veratmet werden.

Erwartungsgemäss zeigen die Standorte mit Oberböden, die reich an organischem Material sind, durch dessen Zersetzung eine sehr hohe Bodenatmung (Lankreijer et al., 2003; Säurich et al., 2019). Dieser Prozess wird einerseits durch die Bodendurchlüftung und andererseits durch die Absenkung des Grundwasserspiegels gefördert (Harris et al., 2018, Säurich et al., 2019). An demjenigen Standort, an welchem der Oberboden zunächst abgetragen und nach Niveauanhebung wieder oben aufgetragen wurde (Standort 5), ist die Bodenatmung und damit Zersetzung des organischen Materials vergleichbar mit ungestörten Standorten. Dies belegt, dass der Hauptteil des in der Bodenatmung gemessenen CO<sub>2</sub> und damit der Schwerpunkt des Abbaus von organischem Material im Oberboden stattfindet. Langfristig ist somit zu erwarten, dass auch an Standorten, an denen Material in den Unterboden eingebracht und der Oberboden wieder aufgetragen wird, ein Verlust des organischen Materials erfolgen wird. Damit ist mit der Zeit eine Verringerung der Mächtigkeit und potentiell ein Verlust der Bodenfruchtbarkeit des Oberbodens verbunden. So zeigt bei der Laborinkubation der Standort mit dem steinreichen Oberboden (Standort 3) ebenso wie der Standort, auf dem Unterbodenmaterial auf dem eigentlichen Torfboden aufgebracht wurde (Standort 2) die niedrigsten Werte. Das lässt sich an beiden Standorten durch verhältnismässig niedrige Kohlenstoffgehalte im Oberboden erklären. Somit scheint insbesondere an Standort 2 der Abbau des organischen Materials aus dem Torfboden durch die Überschüttung reduziert zu sein. Aus diesem Grund wurden dort bei der Feldmessung auch niedrigere Werte registriert als im direkt benachbarten Boden ohne Überschüttung. Dies kann möglicherweise auch an der Verdichtung an diesem Standort liegen, weswegen der abgedeckte Torfboden schlechter belüftet wird, was wiederum den mikrobiellen Abbau organischen Materials reduziert.

Insgesamt müssen die Messwerte zur Bodenatmung und insbesondere deren Magnituden mit Vorsicht betrachtet werden, da sie von vielen Faktoren, wie unter anderem auch dem experimentellen Design abhängen (Lankreijer et al., 2003). Einerseits fanden die Standorts-Messungen zwar in mehreren Wiederholungen statt. Bei teilweise leichtem Regen und eher tiefen Temperaturen waren die Witterungsbedingungen jedoch nicht ideal, um wirklich repräsentative Daten zu erzeugen. Andererseits

war die Messdauer aufgrund der Rahmenbedingungen relativ kurz und die Messdaten wurden lediglich mit Schulungsgeräten erhoben, die keine hoch-präzisen Messwerte liefern. Trotz allem scheinen die Feldmessungen repräsentative Ergebnisse geliefert zu haben, denn sie liegen in der Grössenordnung typischer Agrarflächen (Schulze et al., 2009).

Die CO<sub>2</sub>-Freisetzung des Laborexperiments liefert aufgrund der optimierten Laborbedingungen (konstant 25 °C, feuchter Boden) naturgemäss um ein Vielfaches höhere Werte als die Feldmessungen. Da hier alle Böden identischen Bedingungen ausgesetzt wurden und die Inkubation in mehreren Wiedererholungen über einen Zeitraum von zwei Monaten erfolgte, sind insbesondere die Messdaten der Standorte untereinander hervorragend vergleichbar, zumal die Bodenproben zuvor homogenisiert und auf 2 mm gesiebt wurden.

Somit zeigen die Ergebnisse zur Bodenatmung, trotz aller experimenteller Einschränkungen, dass ein echter Erhalt organischen Materials wahrscheinlich möglich ist. Bei Überlagerung mit Unterbodenmaterial des ehemaligen Torfbodens scheint dessen Abbau verlangsamt zu erfolgen. Bei Einbringung von Unterbodenmaterial und anschliessendem Auftrag von Oberboden hat sich der Abbau nicht verändert: dies entgegen der ursprünglichen Annahme, dass der Abbau des organischen Materials nach erfolgter Anpassung schneller sein könnte.

Hierzu würden langfristige Beobachtungen und gezielt angesetzte Untersuchungen sicher zusätzliche wertvolle Erkenntnisse beitragen, was im Rahmen des studentischen Projekts nicht möglich war.

## **5.2. Oberflächenänderungen und Bodennutzung**

### **5.2.1. Oberflächenänderungen**

Grundsätzlich treten beim Arbeitsprozess zur Erhebung und Berechnung von Geländehöhen bzw. von Oberflächenänderungen mehrere Möglichkeiten für Fehlerquellen und deren Fortpflanzung auf. Im vorliegenden Fall der Terrainbewegungen im Berner Seeland hat es sich gezeigt, dass historische Kartendaten (hier aus dem Zeitraum 1920) durchaus mit Gewinn mit Höhendaten moderner Erhebungsmethoden verglichen werden können, jedoch nur mit der gebotenen Vorsicht.

Zunächst kann man zwischen menschenbedingten und technischen Fehlerinflüssen unterscheiden. In unserer Studie liegen mögliche Ungenauigkeiten bei der Aufnahme von Höhenkoten vor allem auf der Seite des Messtischverfahrens, sowie bei der nachfolgenden Herstellung der Kartenserie 1920.

Technische Fehlerquellen, welche die Qualität der Georeferenzierung beeinflussen können, wären Ungenauigkeiten beim Scannen und somit die Verzerrung der alten Kartengrundlagen. Zusätzliche Fehlerquellen können zudem durch die Interpolationsmethode (hier TIN) generiert werden (Liu et al., 2015).

In unserer Studie sind Artefakte hauptsächlich an den Rändern der Höhenmodell-Differenzkarte auszumachen, was hauptsächlich den hier fehlenden oder abrupt endenden Daten zugeschrieben werden kann. Dieser Effekt lässt sich jedoch mit angepasstem Zuschneiden der Region minimieren.

Abbildung 49:

Ausschnitt aus dem digitalen Höhenmodell 2016, welches Oberflächenmerkmale wie Strassen, Kanäle und Erhebungen markant hervorhebt.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049)

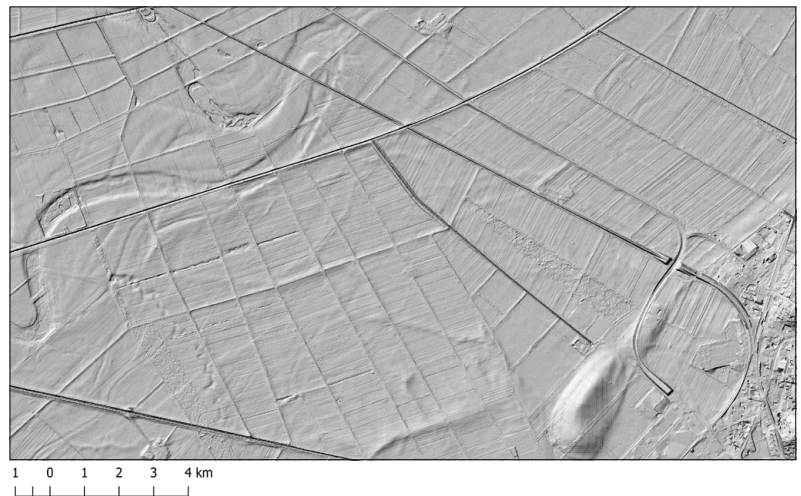
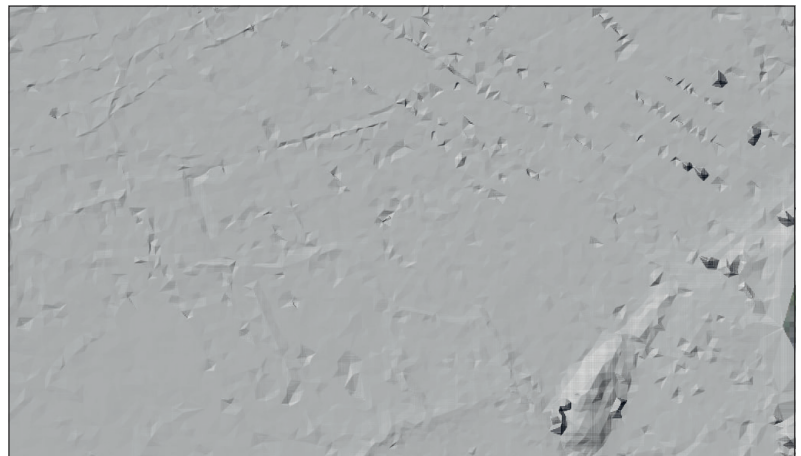


Abbildung 50:

Gleicher Ausschnitt wie in Abb. 49 aus dem digitalen Höhenmodell 1920, wo Strassen, Kanäle und Erhebungen nur vereinzelt und ansatzweise zu erkennen sind.

Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (BA20049).



Grundsätzlich konnten Stellen mit untypischen, räumlich eher begrenzten Absenkungen, mit einer starken lokalen Terrainveränderung in Verbindung gebracht werden – zum Beispiel dem Aushub eines künstlichen Teiches. Des Weiteren suggeriert die Kombination des weniger gut aufgelösten historischen 1920er-DHMs mit dem hochaufgelösten modernen



DHM eine Genauigkeit der Daten, die allein aufgrund des Detailreichtums des DHMs von 2016 hervortritt. Die Strassen sind in der Differenzkarte nur deshalb so gut sichtbar, da sie über das DHM von 2016 stärker herausgehoben werden (Abb. 49 und 50; entsprechender Kartenausschnitt von 1920 in Abb. 51).

Trotz allen Einschränkungen lässt sich aus den Höhendifferenzdaten von 1920 zu 2016 im Mittel ein klares Absenken der Geländeoberfläche herauslesen. Je nach Region beträgt dessen Ausmass bis über 2 Meter. Stärkere Sackungsbeträge sind entlang der ehemaligen Flussläufe der Aare gut erkennbar. Speziell in alten Flussbetten bildeten sich tiefgründige Torfmoore, die später durch Entwässerung und landwirtschaftliche Nutzung zu Sackungserscheinungen neigen. Dies kann einerseits durch physikalische Verdichtung (primäre Sackung) oder durch Massenverluste geschehen (sekundäre Sackung; Leifeld et al., 2011a,b). Mögliche weitere Massenverluste werden durch lateralen Transport oder den Abbau von organischem Material begünstigt (Reichstein et al., 2013; Krüger et al., 2015). Nebst den ehemaligen Flussläufen sind weitere Flächen erkennbar, die von deutlichem Höhenverlust betroffen sind. Dazu gehören vor allem die Gebiete Kerzersmoos in der Gemeinde Kerzers FR, das Burgmoos in der Gemeinde Galmiz FR und Birkenhof in der Gemeinde Ins BE.

Der anthropogene Einfluss auf das Berner Seeland seit 1920 ist damit auch in den Geodaten gut erkennbar: durch die neuen oder im Verlauf der



Abbildung 51:  
Gleicher Ausschnitt wie in Abb. 49 und 50 aus der historischen Karte, wo Kanäle und Strassen auskartiert sind.

Zweiten Juragewässerkorrektion weiter vertieften Kanäle, die Verkehrswege, die Spiegelabsenkung der Oberflächengewässer und durch gerodete oder aufgeforstete Gehölze.

### 5.2.2. Klassierung der Bodennutzung

Die hier verwendete satellitengestützte Methode zur Erfassung und Klassierung der Bodennutzung bzw. der Vegetationsphasen (mittels NDVI) ist ein erster Ansatz und hat Potential, die damit erzielbaren Resultate zu verbessern und zuverlässiger zu machen. Ein solches Vorgehen hat zum Beispiel das Start-up OneSoil (<https://onesoil.ai>) schon erfolgreich angewandt.

Trotz des einfachen Algorithmus wurden unter Berücksichtigung von systematischen Fehlern 41 (35%) der 116 Pixel korrekt zugeordnet und 31 Pixel (27 %) liegen innerhalb einer Abweichung von einer Wachstumsphase. Dabei übt vor allem die Grösse der Felder einen starken Einfluss auf die Korrektheit der Klassifizierung aus, zudem auch meist kleine Parzellen als Grasland genutzt werden. Erschwerend kam hinzu, dass 2018 ein ausserordentlich trockenes Jahr war, wodurch generell tiefere Ernten anfielen. Speziell für Grasland bedeutet das weniger Schnitte.

Weitere Fehlereinflüsse stammen aus der Wolkenbedeckung und nicht detektierten Ausreissern in den Satellitendaten. Am stärksten zeigt sich deren Einfluss im Winter, da in diesem Zeitraum generell weniger Datenpunkte zur Verfügung stehen und das Problem der Schneebedeckung noch hinzukommt. In der Sommerperiode ist der Einfluss von Ausreissern gering, da nur die Anzahl und nicht die Stärke der Wachstumsphasen für die Klassifizierung interessant ist. Um den Bogen weiter zu spannen, könnten künftig speziell auch Gemüseanbauflächen klassifiziert werden. Diese könnten mit den Absenkungsdaten im Untersuchungsgebiet kombiniert werden. Dadurch liessen sich allenfalls Schlüsse ziehen, inwiefern die Intensität der Bodennutzung die Bodenabsenkung beeinflusst.

### 5.3. Bäume

Aufgrund der unterschiedlichen Wurzelsysteme, welche Eschen und Fichten typischerweise ausbilden, erwarteten wir einen Unterschied in der Sensitivität gegenüber Niederschlag und Wasserspiegelschwankungen. Während Eschen eher tiefe Wurzeln ausbilden, verfügen Fichten über tellerartige Wurzeln in den oberen Bodenhorizonten. Bei den Fichten konnten wir keinen signifikanten Einfluss des Grundwasserspiegels auf das Jahrringbreitenwachstum der Bäume feststellen. Allerdings gab es einen deutlichen Zusammenhang zwischen der Niederschlagsmenge während der Sommermonate und der Jahrringbreite. Dies könnte darauf hinweisen, dass der Grundwasserspiegel generell tiefer liegt als die Baumwurzeln und nur bei starkem Grundwasseranstieg relevant wird. Auch deuten freiliegende Wurzeln bei den Fichtenstandorten im Staatswald auf



eine Absackung des Bodens um ca. 10 – 20 cm hin. Dieser Wert beruht auf einer Abschätzung der durchschnittlichen Absenkung der Fläche aufgrund der Distanz der Bodenoberfläche zu den Wurzeloberseiten. Punktuell wurden sogar Absenkungen bis zu 30 – 40 cm gefunden, diese waren aber eher selten. Diese Absackung des Bodens und ein gleichzeitiger Torfabbau können zur Instabilität eines Bodens führen. Obwohl wir während unserer Analysen kein auffälliges Druckholz beobachten konnten (Sengbusch, 2004), könnten jedoch weitere Untersuchungen von Interesse sein, auch um etwaige Unterschiede zwischen Wald und landwirtschaftlich genutzten Flächen zu quantifizieren (Pretzsch, 2019; Reeg, 2009; Schmid et al., 1995).

Im Gegensatz zu den Fichten liess sich bei zwei Eschen-Chronologien desselben Gebietes (Berner Seeland) ein Einfluss des Grundwasserspiegels feststellen.

Auffällig sind in allen Wachstumskurven einzelne Trockenjahre, wie beispielsweise 1967. Die in diesen Jahren geringen Niederschlagsmengen kombiniert mit hohen Temperaturen führen zumindest bei den Fichten zu einem Wachstumseinbruch. Dies ist wahrscheinlich durch ihre eher flach ausgebildeten Wurzelteller bedingt, die im schnell austrocknenden Oberboden nicht mehr ausreichend Wasser aufnehmen können (Rothe, 2005). Die Dominanz des Niederschlagseinflusses auf das Fichtenwachstum wird dadurch bestätigt, dass ausserhalb dieser extremen Jahre kein deutlicher Zusammenhang zwischen Temperatur und Wachstum besteht. Es lassen sich jedoch Trends beobachten. Sowohl Eschen als auch Fichten scheinen sich an die Kombination von hohen Niederschlägen und niedrigen Temperaturen anzupassen: Das Wachstum ist bei diesen Wetterbedingungen über die Jahre hinweg höher. Der Trend zu geringen Niederschlägen und hohen Temperaturen ist jedoch weniger eindeutig: Bis in die 1990er Jahre scheint eine Anpassung zu erfolgen (gesteigertes Wachstum), aber dann nimmt das Wachstum mit der Zeit ab.

Die für den Torfabbau relevante Austrocknung des Bodens kann von unterschiedlichen Faktoren abhängen. Wir erwarteten beispielsweise, dass der Grundwasserspiegel im Wald tiefer liegt als an baumlosen Standorten, da die Bäume mehr Wasser aus dem Boden ziehen. Dies kann mit den gemessenen Werten jedoch nicht bestätigt werden. Einerseits könnte die Beschattung durch den Wald die Transpiration der Vegetation ausgleichen, während auf offenen Flächen die Evaporation durch stärkere Einstrahlung und Windgeschwindigkeit den Wasserverlust erhöht (Brümmer et al., 2012). Andererseits könnte ein Input von Biomasse den Verlust an Torf teilweise ausgleichen (Strilesky und Humphreys, 2012). Vor allem am Eschenstandort konnten wir einen deckenden Unterwuchs feststellen; zusammen mit dem Laub der Bäume könnte dies einen wichtigen Einfluss haben.

Wir konnten feststellen, dass Fichten mehr vom Niederschlag abhängig sind, während das Wachstum der Eschen vom Grundwasser beeinflusst wird. Allerdings müssen wir annehmen, dass der dichte Unterwuchs bei den Eschen ebenfalls auf den Wassergehalt im Oberboden Einfluss nimmt, was die Austrocknung des Bodens zusätzlich vorantreiben könnte. Dagegen spricht über das Jahr hinwegesehen jedoch die Tatsache, dass Laubhölzer hauptsächlich während der Wachstumsphase Wasser ziehen, während Nadelhölzer das ganze Jahr über Wasser verbrauchen (Zimmermann et al., 2008). Weiter gilt es zu beachten, dass Laub- und Nadelhölzer eine stark unterschiedliche Niederschlags-Interzeption erfahren. Dabei kann Letztere bis zu dreimal höher sein als die von Laubbäumen (Kimmins, 2004). Dies könnte die Wasserverfügbarkeit im Oberboden zusätzlich minimieren und bei einer Abnahme der Niederschläge unter Umständen zum Absterben der Fichten an diesem Standort führen.

## **5.4. Hydrologie**

### **5.4.1. Wasserstand und Temperatur**

Die Auswertung der Loggerdaten zeigt sehr deutlich die Sensibilität der Wasserstände in den Kanälen auf Niederschlagsereignisse. Die ersten zwei Wochen nach der Installation waren sehr niederschlagsarm. Der Wasserstand sank langsam und kontinuierlich.

In der Folge eines Niederschlagsereignisses steigen die Wasserstände in den Kanälen – mit einem Tag Verzögerung – schnell und markant an. Nach Niederschlägen sinkt der Wasserstand zunächst rasch, im weiteren Verlauf immer langsamer. Dieser Prozess kann sich über mehrere Tage erstrecken. Dieser zunächst schnelle, danach verzögerte Abfluss kann für landwirtschaftliche Aktivitäten durchaus von Vorteil sein. So werden Vernässungen mit stehendem Wasser über der Geländeoberkante rasch entwässert. Das restliche Wasser bleibt mehrere Tage im Boden und fließt nur langsam ab.

Das sekundäre (nachträgliche, verzögerte) langsame Abfließen kann damit begründet werden, dass das Wasser aus einer grossen und ebenen Fläche kommt, in welcher die Fliessgeschwindigkeiten niedrig sind. Dies führt dazu, dass auch noch nach einigen Tagen Wasser aus dem Boden in die Kanäle dringt, was den Wasserspiegel nur langsam fallen lässt.

Die Wasserstände an Standort 2 unterliegen grösseren Schwankungen und reagieren sensibler auf Niederschlagsereignisse. Der Logger am Standort 2 wurde direkt im Hauptkanal angebracht, während jener am Standort 1 in einem Nebkanal des Hauptkanals platziert worden war.

Auf das Niederschlagsereignis am 17. Januar 2020 zeigte der Wasserstand keine Reaktion. Die Temperatur befand sich an diesem Tag nahe 0 °C,

daher könnte der Niederschlag in Form von Schnee gefallen sein und somit keinen Einfluss auf den Wasserstand in den Kanälen gehabt haben. Ein weiterer Grund könnte sein, dass der Niederschlag an diesem Tag sehr lokal und nicht über das gesamte Gebiet des Kanalsystems verteilt gefallen ist.

Die Lufttemperatur hat einen beschränkten Einfluss auf die Temperatur im fließenden Kanalwasser. Dieses wird viel stärker von der Temperatur ihres Ursprungswassers bestimmt, als von der Lufttemperatur am Standort. Das im Kanal befindliche Wasser entspringt der Aare und den Grundwasserkörpern der umliegenden Flächen, die kaum auf kurzfristige Lufttemperaturschwankungen reagieren.

Für die Temperatur an Standort 1 lassen sich grössere Tagesamplituden feststellen. Ebenso sind die Temperaturunterschiede auch zwischen den Tagen grösser. Die Fliessgeschwindigkeit des Nebenkanals ist reduziert, weshalb das Wasser eher die Lufttemperatur annehmen kann. Hier lässt sich auch ein engerer Zusammenhang zwischen Luft- und Wassertemperatur erkennen.

Gerade zu Beginn der Messperiode wurden die Lufttemperaturschwankungen in der Temperatur des Kanalwassers etwas deutlicher abgebildet. Dies könnte damit zusammenhängen, dass während dieser Zeit (08. – 26. Januar) die Wasserstandsbedingungen stabil waren und kaum durch Niederschläge beeinflusst wurden. Zudem waren die Kanalwasserstände tief und der zu erwärmende beziehungsweise abzukühlende Wasserkörper klein, weshalb das Kanalwasser die Lufttemperatur besser adaptieren konnte.

#### **5.4.2. Grundwasserstand**

Die Analyse der Grundwasserdaten ergab, dass die Binnenkanalbewirtschaftung einen starken Einfluss auf die Grundwasserstände ausübt. Die Bewirtschaftung der Binnenkanäle hat zum Ziel, der Landwirtschaft genügend Wasser zur Verfügung zu stellen und mit einem hohen Grundwasserstand die Bodensackung zu minimieren (AWA, 2011). Zudem ist ein tiefer Grundwasserstand während der Aussaat und Ernte wegen der Befahrbarkeit wünschenswert (Hämmerli & Marti, 2019).

Sowohl die Zeitreihenanalyse als auch die Analyse des Jahres 2018 haben gezeigt, dass sich der Grundwasserspiegel durch die Binnenkanäle steuern lässt. Sobald die Wehre aktiv geschlossen oder geöffnet werden, stabilisiert sich der Grundwasserspiegel und es treten wesentlich kleinere Schwankungen auf. Allerdings ist die Differenz zwischen „tiefem“ Grundwasserstand Anfang März und „hohem“ Grundwasserstand im Sommer nicht besonders ausgeprägt. An vier der fünf Messstandorte schwankt der Effekt, gemessen am langjährigen Mittelwert, zwischen 10 – 25 cm, einzig am Standort G107 lässt sich der Grundwasserspiegel um ca. 50 cm erhöhen.

Interessanterweise erhöht sich der Grundwasserstand nach der Öffnung der Wehre und senkt sich gegen Ende Winter wieder ab. Die Erhöhung des Grundwasserspiegels ab November könnte allenfalls mit der Landwirtschaft zusammenhängen. Die Bewässerung der Pflanzen erfolgt direkt über das Grundwasser. Dadurch wird das Reservoir Grundwasser teilweise aufgebraucht und füllt sich erst wieder nach der Ernte. Die Tatsache, dass der Grundwasserspiegel gegen Ende des Winters wieder sinkt, ist wahrscheinlich mit der Öffnung der Wehre in den Wintermonaten verbunden.

Durch die Regelung der Stauwehre wird der Grundwasserstand im Grossen Moos den ganzen Sommer relativ konstant gehalten. Es ist auch erkennbar, dass sich Niederschlagsereignisse direkt in einer Erhöhung des Grundwasserstandes widerspiegeln. Allerdings lassen sich lokale Unterschiede in der Magnitude des Anstieges und in der Länge des Abklingens erkennen. Die Magnitude wird mehrheitlich durch lokale Gegebenheiten, wie Bodenaufbau und Vegetation, bestimmt (Liu et al., 2018). Beim Abklingen spielt die Nähe zum Hagneck-Kanal und der Aare eine Rolle: je näher eine Messstation an der Aare liegt, desto länger lässt sich ein Niederschlagsereignis im Grundwasser nachweisen.

#### **5.4.3. Aufstauexperiment und Untersuchung der Rauheit**

Das Aufstauexperiment hat für die beiden Standorte leicht unterschiedliche Rauheitsbeiwerte ergeben. Für den Standort 1 beträgt der Rauheitsbeiwert nach Strickler  $27.3 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ , was einem typischen Wert für einen Kanal mit Bodenbewuchs entspricht (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 2003). Der Rauheitsbeiwert nach Strickler des zweiten Standorts ( $37.7 \text{ m}^{1/3}/\text{s}$ ) spricht für einen vergleichsweise weniger bewachsenen Kanal, in welchem das Wasser mit geringerem Reibungswiderstand fließen kann (Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg, 2003). Bei den Unsicherheiten, mit denen diese Messungen behaftet sind, kann davon ausgegangen werden, dass die beiden Standorte ähnliche Rauheits-Eigenschaften aufweisen.

Es wäre zu erwarten gewesen, dass der zweite Standort eine höhere Rauheit aufweist als der erste Standort. Der Standort 2 wurde auch deshalb ausgewählt, weil er von mehr Vegetation bewachsen ist, beziehungsweise als natürlicher taxiert wurde, während der erste Standort als naturfremder galt.

Da das Aufstauexperiment im Winter durchgeführt wurde, waren beide Kanäle grösstenteils vegetationsfrei. Entsprechend hielt sich der diesbezügliche Unterschied in Grenzen. Eine längere Messreihe würde besser zeigen, wie stark eine ausgeprägte Verwachsung des Kanalsystems, wie sie von Seiten des Naturschutzes gefordert wird (Hämmerli & Marti, 2019), die Rauheit des Kanalbetts beeinflusst und inwiefern dies das Fließen des

Wassers in den Kanälen behindern würde. Da die Vegetation im durchgeführten Experiment, jahreszeitlich bedingt, zu einem Grossteil fehlte, kann davon ausgegangen werden, dass weitere Einflussfaktoren zum eruierten Rauheitswert der beiden Kanalbetten beigetragen und so die unterschiedlichen Resultate erzeugt haben. Abgenutzte und aufgeraute Holzplatten am Boden des Kanalbettes oder auch nicht mehr fixiertes Befestigungsmaterial wie Seile und Netze, die im Hauptkanal da und dort zu sehen sind, könnten hier eine Rolle gespielt haben. Möglicherweise hat dies dazu geführt, dass die errechneten Rauheitsbeiwerte, trotz fehlender Vegetation, auf „Kanäle mit Bodenbewuchs“ hinweisen.

Dieses Argument würde dafür sprechen, dass die Fliessdynamik im Kanalsystem durch eine Revision der Kanäle verbessert werden könnte. Ein dynamisch und einwandfrei funktionierendes System ist insbesondere während des Sommers wünschenswert, da die umliegenden landwirtschaftlichen Nutzgebiete dann zum richtigen Zeitpunkt zügig mit ausreichend Wasser versorgt werden müssen (Abb. 52). Da das Kanalsystem nur ein geringes Gefälle von durchschnittlich 2 Promille aufweist, ist aus Sicht der Landwirtschaft ein möglichst geringer Fliesswiderstand anzustreben (Hämmerli & Marti, 2019).

Eine weitere mögliche Begründung für die standörtlich unterschiedlichen Rauheitsbeiwerte ist in der angewandten Methodik zu finden. Es ist möglich, dass die Abschätzung der Geometrie der Kanäle, den benetzten Umfang nicht sehr genau wiedergibt. Eine Fehleinschätzung des benetzten Umfangs beeinflusst das Resultat des Manning-Strickler-Koeffizienten.



Abbildung 52:  
Der Hauptkanal im Grossen Moos  
im Sommer.

#### 5.4.4. Revision des Kanalsystems

Landwirtschaft im Grossen Moos kann nur erfolgreich betrieben werden, solange das Kanalsystem zuverlässig funktioniert und damit das

Gebiet effizient be- und entwässert werden kann. Dafür ist es wichtig, die Kanäle zu räumen und laufend von Hindernissen zu befreien (Hämmerli & Marti, 2019). Als technische Bauten lassen die Kanäle kaum natürliche Lebensräume für Flora und Fauna zu. Die mit Holzschwellen ausgekleidete Sohlen, Betonfassungen und Steinschüttungen sind als Lebensräume wenig attraktiv und sehr naturfremd. Nur ein zusätzliches unterirdisches Leitungssystem könnte die Kanäle entlasten, sodass diese naturnäher eingerichtet werden könnten.

Um die Torfsackungsprozesse zu minimieren ist es wichtig, die Grundwasserstände gerade so hoch zu halten, dass Ackerbau betrieben werden kann. Gleichzeitig muss aber ein möglichst grosser Anteil des Torfkörpers unter Wasser bleiben, um dessen Zersetzung in Grenzen zu halten (Wichtmann et al., 2010).

Aufgrund ihrer Bedeutung für die lokale Landwirtschaft ist eine Revision der Kanäle und eine schrittweise Erneuerung der Stauwehre notwendig. Für eine ökologische Aufwertung bleibt dabei sehr wenig Spielraum, da sich die beiden Interessen grundsätzlich widersprechen. Wegen den zahlreichen technischen Eingriffen im Grossen Moos sind nur kleine und häufig isolierte naturnahe Nassgebiete übriggeblieben. Die Stiftung Biotopverbund Grosses Moos und der Fonds Landschaft Schweiz sind bemüht, diese Flächen zu erhalten, aufzuwerten und miteinander zu verbinden (Stulz, 2017).

Neben der Gestaltung von Lebensräumen in und an den Kanälen wären ausserdem weitere Faktoren, wie beispielsweise die Wasserchemie und -temperatur, für eine ökologische Aufwertung massgebend. Diese sind jedoch bereits beeinflusst: Dünge- und Pflanzenschutzmittel aus der Landwirtschaft erreichen die Kanäle und fehlende Bäume bieten keine Beschattung und können so die Wassertemperatur kaum regulieren.



## 6. Schlussfolgerungen

Gemäss unseren Datierungen erweist sich die Bildung der Moore im Berner Seeland nicht als ein homogener Prozess. Die abschmelzenden Gletscher hinterliessen einen häufig wasserundurchlässigen Untergrund mit vielen Senken, wo sich kleinere und grössere Seen und mit der Zeit auch Moore entwickeln konnten. Einen starken Einfluss auf die Landschaftsgenese hatte die Aare, die ihren Lauf über Tausende von Jahren häufig wechselte und über lange Zeit in den Neuenburgersee floss. Vor rund etwa 5000 Jahren änderte die Aare ihre Fliessrichtung und folgte ab diesem Zeitpunkt fast ausschliesslich ihrem Lauf nach Büren a.A. Im Bereich des heutigen Burgermoos/Lüscherzmoos befand sich nachweisbar ein See, der vor etwa 13'000 Jahren verlandete und wo sich ab etwa 11'000 Jahren vor heute ein Moor bildete. Im Grossen Moos bis an den Neuenburgersee fanden erste Moorbildungen vor etwa 10 – 11 ka BP statt. Hingegen finden sich auch Stellen, wo die Moorbildung zu einem wesentlich späteren Zeitpunkt startete (6.4 und 3.2 ka BP). Diese Variabilität deutet auf eine grosse geomorphologische Aktivität hin, die – häufig verursacht durch Überschwemmungen und Flusslaufänderungen der Aare – über lange Zeit im Gebiet herrschte. Dies äussert sich auch in den lokalen Sedimentationsraten. Hohe Beträge lassen sich vor allem am Übergang vom Pleistozän zum Holozän (vor etwa 12'000 – 10'000 Jahren), bedingt durch die bedeutenden Klimaänderungen zu dieser Zeit, anschliessend bis etwa 5000 Jahre vor heute und dann wiederum in den letzten 1500 – 2000 Jahren beobachten. Zwischen 5000 und 2000 Jahren vor heute fielen die Sedimentationsraten zwischenzeitlich geringer aus.

Es gab nachweisbar längere trockenere Perioden mit tiefer liegenden Seespiegeln (z.B. während der Römerzeit) – diese Befunde stimmen mit den variierenden Sedimentationsraten (die auch die Überschwemmungshäufigkeit widerspiegeln) gut überein. Ab etwa 1500 Jahren vor heute stiegen die Seespiegel wieder an, was eine weitere Versumpfung des Berner Seelands nach sich zog.

Seit den Eingriffen der beiden Juragewässerkorrekturen wird die Hydrologie des Grossen Moores stark durch den menschlichen Einfluss und die landwirtschaftliche Nutzung geprägt. Die Gewässerkorrekturen führten zu einer Absenkung des Grundwasserspiegels und machten durch die Entwässerung die landwirtschaftliche Nutzung überhaupt erst möglich. Andererseits ist die Landwirtschaft aber auch davon abhängig, dass genug Wasser zum Pflanzenwachstum zur Verfügung steht. Daher ist es wichtig, dass der Grundwasserspiegel während der Wachstumsphase nicht zu weit absinkt, insbesondere während längerer Perioden ohne Niederschlag, wenn die Bodenfeuchte bei tieferem Grundwasserstand unter den

Welkepunkt sinken würde, und die Pflanzen kein Wasser mehr aufnehmen könnten. Die Entwässerungsgräben können mittels Regulierung und Aufstauung auch zu Bewässerungszwecken verwendet werden und dank der Aare stehen ausreichende Wasserressourcen zur Verfügung. Wegen der flachen Topographie selbst haben lokale Aufstauungen einen weitreichenden Effekt entlang des Kanalnetzes, wie unsere Versuche und Berechnungen dies illustrieren konnten. Die aktive Bewirtschaftung der Wehre im Gebiet Grosses Moos lässt sich auch deutlich an den jahreszeitlichen Variationen der Grundwasserstände ablesen; der natürliche jahreszeitliche Gangverlauf mit geringen Wasserständen im Sommer (aufgrund der grösseren Verdunstung) wird anthropogen deutlich verändert und im Mittel umgekehrt. Die Zeitreihen der Grundwasserstände zeigen aber auch die Schwierigkeiten der Regulierungen: je nach Wetterlage und dem Wechsel von Trockenperioden und Regenperioden sind abwechselnd Be- oder Entwässerungsmassnahmen nötig, um den Grundwasserstand im optimalen Bereich zu halten, was nicht immer möglich ist. Noch schwieriger wird die Situation, wenn der Einfluss des Grundwasserstandes auf Bodenprozesse, wie beispielsweise den Abbau organischer Substanz, berücksichtigt und optimiert werden soll.

In neuerer Zeit mehrten sich die Probleme mit Bodenabsenkungen und –verlusten. Unter Landwirtschaftsland werden im Boden Kohlenstoffverluste von bis zu 5 t C/ha/a gemessen. Unter Waldvegetation beträgt der Verlust rund die Hälfte. Damit scheint sich die Waldvegetation positiv auszuwirken, indem sie die Moorzehrung zwar nicht verhindert, aber nachweisbar zu reduzieren vermag. Im Gegensatz führt die ertragreiche Landwirtschaft dazu, dass über die Bodenbearbeitung (Ackern) und Düngung dem Boden Sauerstoff und Nährstoffe zugeführt werden, die den Moor- und Torfabbau stark beschleunigen. Erneute Sackungen und Zehrungen der organischen Substanz im Boden sind die Folge.

Diese Bodensackungen sind bereits seit der Ersten Juragewässerkorrektion ein grosses Problem. Im Rahmen unserer Arbeit konnten diese Sackungen erstmals räumlich festgehalten und quantifiziert werden. 1920 wurden durch das Büro für Juragewässerkorrektion im Grossen Moos Höhenknotenpläne erstellt. Die Karten von 1920 wurden mit dem historischen Messtischverfahren aufgenommen. Für das Grosse Moos wurden etwas mehr als 44'000 Kartenpunkte manuell digitalisiert um daraus ein Geländemodell zu erstellen. Dieses Geländemodell konnte mit demjenigen von 2016 verglichen werden. In diesen knapp 100 Jahren kam es zu grossflächigen Absenkungen von bis zu 2.5 m. Die ermittelten Werte stimmen zudem gut mit den gemessenen Torfsackungen und C-Verlusten auf Landwirtschaftsland und Waldgebiet überein (0.7 – 2.5 m). Die am stärksten betroffenen Zonen liegen südlich von Ins und westlich von Kerzers.

Im Vergleich zur langfristigen Absenkung seit 1920 sind bestimmte Regionen mehr oder weniger stark von den Sackungen und Torfverlusten betroffen. Diese Unterschiede können durch die ursprünglich vorhandene Mächtigkeit und Zusammensetzung des Torfbodens, aber auch von der Bewirtschaftung und allenfalls durch Überschüttungen entstanden sein. Da detaillierte Beschreibungen von Bepflanzung und anderen anthropogenen Eingriffen meist fehlen, ist es schwierig, allfällige Massnahmen zum Schutz des Gemüsegartens der Schweiz zu treffen. Heutige neueste Technologien der Fernerkundung, seien es hochaufgelöste Oberflächenmodelle oder regelmässige Aufnahmen von Satellitendaten, erlauben in gewissen Masse die Vorgänge aus der Ferne zu überwachen. So ist es heutzutage möglich, anhand von multispektralen Satellitendaten das Wachstum und die Bepflanzung der Felder flächendeckend, einheitlich und kontinuierlich zu beobachten, selbst über Gemeinde- und Kantons-grenzen hinaus. Diese Technologie steckt noch in einem frühen Entwicklungsstadium, kann aber langfristig Aufschluss darüber geben, wie die Bodendegradation mit der Art der Bewirtschaftung zusammenhängt. Allenfalls können direkt daraus auch Massnahmen für eine nachhaltige Bewirtschaftung abgeleitet werden. Nicht zu vergessen in diesem Zusammenhang ist das Potential, besonders schützenswerte Habitats identifizieren zu können, welche zum Beispiel für bestimmte Vogelarten wertvoll sind. Durch die Art der Bepflanzung können geeigneten Gebiete – zum Beispiel eine Wiese ausserhalb des Fruchtfolgezyklus an einem Waldrand – besser identifiziert und gezielt ausgeschieden werden. Somit gibt es viel Potential anhand von kontinuierlichen, flächendeckenden Beobachtungen Erkenntnisse über den Einfluss verschiedenster Bewirtschaftungsarten zu gewinnen, um einen effizienten, langfristigen Bodenschutz im Bereich der Mooregebiete zu unterstützen.

Als Folge der bis heute andauernden Bodenabsenkungen und Vernässungen werden vermehrt lokal Massnahmen ergriffen, wie beispielsweise Aufschüttungen, Planieren, Drainieren und Übersanden etc. Eine beliebte Massnahme sind Aufschüttungen. Mit Aufschüttungen wird bezweckt, dass Muldenlagen aufgehoben werden, organische Materie nicht weiter abgebaut wird, das Wasser besser abfließt und die landwirtschaftliche Produktivität damit erhöht und garantiert wird. Bei den von uns untersuchten zwei Aufschüttungen hat sich gezeigt, dass die getroffenen Massnahmen nützlich waren: die Vernässungen wurden gestoppt, der Abbau organischer Materie des darunter liegenden Moorbodens reduziert und die Produktivität erhöht. Folglich scheinen Überschüttungen bestehender Moorböden mit C- oder BC-Bodenmaterial (bzw. unverwittertes oder leicht verwittertes Ausgangsmaterial) ein gangbarer Weg zu sein um a) den Moorabbau zu vermindern oder zu stoppen und b) die

landwirtschaftliche Produktivität zu erhalten. Dies funktioniert aber nur dann, wenn das eingebrachte Material unverschmutzt ist und gute bodenphysikalische Eigenschaften besitzt. Es muss deutlich hervorgehoben werden, dass in den beiden untersuchten Fällen das eingebrachte Material beim Einbau stark verdichtet wurde. Da in beiden Fällen aber sandiges Material eingebracht wurde, ist die Wasserdurchlässigkeit trotz zum Teil massiven Verdichtungen immer noch gut genug. Nicht selten geschehen Aufschüttungen unkoordiniert und ohne Absprache mit den zuständigen Behörden. Die neulich vom Bundesrat verabschiedete Bodenstrategie des Bundes (Schweizerischer Bundesrat, 2020) sieht vor, dass im Bereich Landwirtschaft Bodenverdichtungen, Erosion und der Verlust organischer Substanz vermieden werden sollen. Eine Möglichkeit unverschmutztes Bodenmaterial von Baustellen zu verwerten sind Terrainveränderungen zur Bodenaufwertung, d. h. zur Verbesserung der landwirtschaftlichen Ertragsfähigkeit. Solche Massnahmen sind ein schwerer Eingriff in die gewachsenen Böden: die Bodenstruktur kann Schaden nehmen und der Bodenaufbau unerwünscht verändert werden (Schweizerischer Bundesrat, 2020). Die strategische Stossrichtung des Bundes zielt darauf ab, dass die relevanten Akteure bezüglich des physikalischen Bodenschutzes bei Terrainveränderungen weiter sensibilisiert werden.

Wie zuvor bereits angeführt, scheint sich die Waldvegetation positiv auf die Kohlenstoffverluste im Boden auszuwirken. Das heisst zwar nicht, dass es unter Wald keine Kohlenstoffverluste gibt, sie sind aber nur etwa halb so hoch wie unter Landwirtschaftsland.

Es besteht kein Zweifel, dass Bäume dem Boden über ihre Wurzelsysteme Wasser entziehen. Je nach Dichte der Bestockung und Ausbreitung der Wurzeln kann dies zu einer Absenkung des Wasserspiegels führen. Das Resultat ist eine Absenkung des Moorbodens in der Umgebung der Bäume. Auch wenn dies vordergründig eher negativ für die Moorböden zu sein scheint, sollte man dies jedoch etwas differenzierter betrachten.

Bäume können sich auch positiv auf die Böden ihrer Standorte auswirken. Grundlegend stabilisieren ihre Wurzelsysteme den Boden, fallende Blätter oder Nadeln führen dem Boden Biomasse zu. Dies gilt auch für absterbende Wurzeln im Boden. Die Baumkronen vermindern die direkte Sonneneinstrahlung auf den Boden und reduzieren somit die Austrocknung des Oberbodens. Betrachtet man in diesem Zusammenhang die in den letzten Jahren häufiger angewandte Kombination von Forst- und Landwirtschaft, die sogenannte Agro- oder Agrarforstwirtschaft (Krummenacher et al., 2008), so könnten sich daraus sinnvolle Anwendungsmöglichkeiten im Grossen Moos ergeben.

Grundlegend hat sich gezeigt, dass die bewusste Einbeziehung von Bäumen und Sträuchern in der Landwirtschaft dazu beiträgt, die Bodenerosion

und Degradation zu verringern (Kaeser et al., 2011). Zudem trägt die Agroforstwirtschaft zum Humusaufbau in landwirtschaftlich genutzten Gebieten bei (Wiesmeier et al., 2017). Ein erhöhter Humusvorrat führt zu einer erhöhten Bodenfruchtbarkeit und grösserer Wasserspeicherkapazität, ebenso wird die Bodenstruktur verbessert (Blume, 2011). Obwohl es bisher keine belastbaren Daten über agroforstwirtschaftliche Massnahmen in Moorgebieten gibt (Wiesmeier et al., 2017), böte es sich an, in kleineren Bereichen des Grossen Moos diesbezügliche Versuchsreihen zu starten. So könnte zum Beispiel durch die Anpflanzung von Baum- oder Strauchreihen zwischen den einzelnen Ackerflächen eine lokale Beschattung erreicht werden. Zudem würde auch der dadurch erreichte Windschutz die Austrocknung des Oberbodens verringern. Je nach Auswahl der jeweiligen Baum- oder Straucharten könnte auf längere Sicht die Nutzung des Holzes und der Früchte zusätzliche Gewinnvorteile erbringen. Auch aus wissenschaftlicher Sicht würden solche Versuchsreihen längerfristig neue Erkenntnisse über effektiven Bodenschutz in landwirtschaftlich genutzten Moorgebieten erbringen.

## Literaturverzeichnis

- AfU (Amt für Umweltschutz) Uri, 2009. Bodenkennwerte. Altdorf.
- Amt für Wasser und Abfall (AWA), Abteilung Gewässerregulierung, 2011. Binnenkanäle im Seeland. Funktion und Unterhalt. Bern.
- Amt für Wasser und Abfall (AWA), Abteilung Gewässer- und Bodenschutzlabor, 2019. Ökomorphologie der Oberflächengewässer. Geoportal des Kanton Bern.
- Bader, C., Müller, M., Schulin, R., Leifeld, J., 2018. Peat decomposability in managed organic soils in relation to land use, organic matter composition and temperature. *Biogeosciences* 15, 703–719.
- Bellini, E., 2015. Boden und Bauen. Stand der Technik und Praktiken. Bundesamt für Umwelt (Hrsg.), Bern. Umwelt-Wissen Nr. 1508.
- Blume, H.P., 2011. Biochemie, Eigenschaften und Funktionen des Humuskörpers. In: Otto, J. C. G. (Hrsg.), *Mikrobiologie von Böden*. Springer-Verlag, Heidelberg, S.277-294.
- Brümmer, C., Black, T. A., Jassal, R. S., Grant, N. J., Spittlehouse, D. L., Chen, B., Nescic, Z., Amiro, B. D., Arain, M. A., Barr, A. G., Bourque, C. P.-A., Coursolle, C., Dunn, A. L., Flanagan, L. B., Humphreys, E. R., Laffleur, P. M., Margolis, H. A., McCaughey, J. H., Wofsy, S. C., 2012. How climate and vegetation type influence evapotranspiration and water use efficiency in Canadian forest, peatland and grassland ecosystems. *Agricultural and Forest Meteorology* 153, 14–30.
- Bundesamt für Landestopografie (swisstopo), 2018. swissALTI 3D Ausgabebericht 2018, 1–7.
- Buttler, A., Bueche, M., Cornali, P., Gobat, J.-M., 1985. Historischer und ökologischer Überblick über das Südostufer des Neuenburger Sees. Hannover. *TELMA* 15, 31-42.
- CHARIM, 2016. Generation of Digital Elevation Models. <http://charim.net/use/92> (Zugriff: 06.04.2020).
- Dubler, A.-M., 2010. Grosses Moos. Historisches Lexikon der Schweiz (HLS) <<https://hls-dhs-dss.ch/de/articles/010298/2010-09-17>> (Stand: 17.09.2010; Zugriff: 5.3.2020).
- ESRI, 2020. Overview of georeferencing — ArcGIS Pro Documentation. <https://pro.arcgis.com/en/pro-app/help/data/imagery/overview-of-georeferencing.htm> (Zugriff: 30.03.2020).
- Fahlke, J. M., 2009. Der Austausch der terrestrischen Säugetierfauna an der Pleistozän/Holozän-Grenze in Mitteleuropa. Dissertation, Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn.
- Fawcett, D., Leiterer, R., Heisig, H., Wulf, H., Kellenberger, T., Joerg, P., 2017. Google Earth Engine Product Prototype. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.34655.25763>.
- GeoVITe - User-friendly Geodata Service, 2020. <https://geovite.ethz.ch/> (Zugriff: 30.03.2020).
- GISGeography.com, 2020. What is NDVI (Normalized Difference Vegetation Index)? - GIS Geography. <https://gisgeography.com/ndvi-normalized-difference-vegetation-index/> (Zugriff: 30.03.2020).
- Grosjean, M., 2004. Die Juragewässerkorrektion: Ein wasserbaulicher Grossversuch und seine Folgen. Schriftenreihe VBS (Verein Bielerseeschutz), Nr. 13.
- Gubler, L., 2009. Kohlenstoffverlust aus entwässerten Schweizer Hochmooren. MSc Thesis, Universität Bern.
- Haas, M., Baumann, F., Castella, C., Haghipour, N., Reusch, A., Strasser, M., Eglinton, T.I., Dubois, N., 2019. Roman-driven cultural eutrophication of Lake Murten, Switzerland. *Earth and Planetary Science Letters* 505, 110–117.
- Hagedorn, F., Krause, H.-M., Studer, M., Schellenberger, A., Gattinger, A., 2018. Boden und Umwelt. Organische Bodensubstanz, Treibhausgasemissionen und physikalische Belastung von Schweizer Böden. Thematische Synthese TS2 des Nationalen Forschungsprogramms «Nachhaltige Nutzung der Ressource Boden» (NFP 68), Schweizerischer Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung snf, Bern.
- Hämmerli, P., Marti, A. (30. Oktober 2019): Persönliches Gespräch mit den Verantwortlichen für die Kanalregulation. (Eigenes Gesprächsprotokoll). Ins.
- Harris, P., Bol, R., Evans, J., Hawkins, J.M.B., Dixon, E.R., Wolf, K., Dungait, J.A.J., Griffith, B., Herbst, M., Dhanoo, M.S., Beaumont, D.A., Dunn, R.M., Wiesenberger, G.L.B., 2018. Effect of long-term drainage on plant community, soil carbon and nitrogen contents and stable isotopic ( $\delta^{13}\text{C}$ ,  $\delta^{15}\text{N}$ ) composition of a permanent grassland. *European Journal of Soil Science* 69, 48-68.



- Hülsbergen, K.J., Diepenbrock, W., 2000. Die Entwicklung von Fauna, Flora und Boden nach Umstellung auf ökologischen Landbau – Untersuchungen auf einem mitteldeutschen Trockenlößstandort. UZU-Schriftenreihe, Sonderband, Martin-Luther Universität Halle/Saale.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Maisch, M., Sailer, R., Schaefer, J., Kubik, P.W., Synal, H.-A., Schlüchter, C., 2006. The timing of glacier advances in the northern European Alps based on surface exposure dating with cosmogenic  $^{10}\text{Be}$ ,  $^{26}\text{Al}$ ,  $^{36}\text{Cl}$ , and  $^{21}\text{Ne}$ . Geological Society of America Special Paper 415, 43–60.
- Jensen, R., Couwenberg, J., Trepel, M., 2010. Bilanzierung der Klimawirkung von Moorböden in Schleswig-Holstein. TELMA 40, 215 – 228.
- Kaennel, M., Schweingruber, F. H., 1995. Multilingual glossary of dendrochronology. Paul Haupt Publisher, Bern.
- Kaesler, A., Sereke, F., Dux, D., Herzog, F., 2011. Agroforstwirtschaft in der Schweiz. Agrarforschung Schweiz 2, 128-133.
- Kellerhals, P., Tröhler, B., 1976. Grundlagen für die siedlungswasserwirtschaftliche Planung des Kantons Bern. Hydrogeologie Seeland. WEA Bern.
- Kern, R., 2010 Wissenschaftliche Instrumente in ihrer Zeit. Verlag der Buchhandlung Walther König, Köln.
- Kimmins, J. P., 2004. Forest ecology: A foundation for sustainable management and environmental ethics in forestry. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice-Hall.
- Krummenacher J., Maier B., Huber F. Weibel F., 2008. Ökonomisches und ökologisches Potenzial der Agroforstwirtschaft. Agrarforschung 15, 132–137.
- Krüger, J.P., Leifeld, J., Glatzel, S., Szidat, S., Alewell, C., 2015. Biogeochemical indicators of peatland degradation — a case study of a temperate bog in northern Germany. Biogeosciences 12, 2861–2871.
- Landesanstalt für Umweltschutz Baden-Württemberg (Hrsg.) 2003. Hydraulik naturnaher Fließgewässer. Teil 3 – Rauheits- und Widerstandsbeiwerte für Fließgewässer in Baden-Württemberg. Oberirdische Gewässer, Gewässerökologie. Nr. 78.
- Lankreijer, H., Ianssens, I., Buchmann, N., Longdoz, B., Epron, D., Dore, S., 2003. Measurement of Soil Respiration. In: Valentini, R. (Ed.), Ecological Studies Vol. 163, Fluxes in Carbon, Water and Energy of European Forests (), Springer-Verlag, Heidelberg, pp. 38-54.
- Leifeld, J., Müller, M., Fuhrer, J., 2011a. Peatland subsidence and carbon loss from drained temperate fens. Soil Use and Management 27, 170–176.
- Leifeld, J., Gubler, L., Grünig, A., 2011b. Organic matter losses from temperate ombrotrophic peatlands: an evaluation of the ash residue method. Plant Soil 341, 349–361.
- Lienert, B., 2013. Einfluss von Aufforstung auf Kohlenstoffverluste aus organischen Böden (Halbmooren) im Staatswald bei Witzwil (BE). MSc Thesis, Universität Zürich.
- Liu, X., Hu, H., Hu, P., 2015. Accuracy Assessment of LiDAR-Derived Digital Elevation Models Based on Approximation Theory. Remote Sensing 7, 7062–7079.
- Liu, J., Gao, G., Wang, S., Jiao, L., Wu, X., Fu, B., 2018. The effects of vegetation on runoff and soil loss: Multidimensional structure analysis and scale characteristics. Journal of Geographical Sciences 28, 59-78.
- Lüdi, W., 1935. Das Grosse Moos im westschweizerischen Seelande und die Geschichte seiner Entstehung. Verlag Hans Huber Bern.
- Lüscher, A., 2005. Grosses Moos: eine Kulturlandschaft im Seeland. Tec21, Fachzeitschrift für Ingenieurwesen und Architektur 11, 5–6.
- Meier-Uhlherr, R., Schulz, C., Luthardt, V., 2011. Steckbriefe Moorsubstrate. Hochschule für nachhaltige Entwicklung Eberswalde.
- Moser, W., 1991. Die erste und die zweite Juragewässerkorrektur 1868-1891;1962-1973. Jahrbuch für solothurnische Geschichte 64, 225-294.
- Müller, R., Aerni, K., 1961. Die zweite Juragewässerkorrektur. Jahresbericht der Geographischen Gesellschaft von Bern. Bd. 46.
- Nast, M., 2006. Überflutet – überlebt – überlistet. Die Geschichte der Juragewässerkorrekturen. Verein Schlossmuseum Nidau, Nidau.
- Nast, M., 2011. Die beiden Juragewässerkorrekturen in historischer Perspektive. Wasser Energie Luft 103, 337-342.

- OneSoil, 2019. OneSoil. <https://onesoil.ai/en/> (Zugriff: 30.03.2020).
- Pansu, M., Gautheyrou, J. 2006. Handbook of Soil Analysis. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg.
- Presler, J., Gysi, C., 1989. Organische Böden des schweizerischen Mittellandes. Dokumentation über Ausdehnung, Nutzung, Bewirtschaftung und Melioration (Bd. 28). Nationales Forschungsprogramm 22 «Nutzung des Bodens in der Schweiz», Programme de Recherche 22 «Utilisation du Sol en Suisse». Liebefeld-Bern. ISBN: 978-3-907086-20-9.
- Presler, J., 1993. Die Böden des Betriebes Bellechasse unter Berücksichtigung der Moorsackung. ETH Diss. Nr. 10071, Zürich.
- Pretzsch, H., 2019. Baumwachstum, Umweltbedingungen und Nachbarschaft. In: Pretzsch, H. (Ed.), Grundlagen der Waldwachstumsforschung, Springer Spektrum, Berlin, Heidelberg, pp. 121-197.
- Rachoud-Schneider, A.-M., 2010. Landwirtschaft, Kapitel 1: Ur- und Frühgeschichte. Historisches Lexikon der Schweiz (HLS), übersetzt aus dem Französischen <<https://hls-dhs-dss.ch/de/articles/013933/2007-11-19/#Hur-undFrFChgeschichte>> (Stand: 19.11.2007; Zugriff: 6.5.2020).
- Reeg, T., Bemann, A., Konold, W., Murach, D., Spiecker, H. (Hrsg.), 2009. Anbau und Nutzung von Bäumen auf landwirtschaftlichen Flächen. John Wiley & Sons, Weinheim.
- Rinn, F., 1996. Tsap V 3.6 Reference manual: computer program for tree-ring analysis and presentation. Rinntech, Heidelberg.
- Rothe, M., 2005. Reaktionen des Wasserhaushaltes der Fichte (*Picea abies* [L.] KARST.) auf extremen Trockenstress. Verlag Eugen Ulmer, Stuttgart.
- Reichstein, M., Bahn, M., Ciais, P., Frank, D., Mahecha, M.D., Seneviratne, S.I., Zscheischler, J., Beer, C., Buchmann, N., Frank, D.C., Papale, D., Rammig, D., Smith, P., Thonicke, K., van der Velde, M., Vicca, S., Walz, A., Wattenbach, M., 2013. Climate extremes and the carbon cycle. *Nature* 500, 287–295.
- Säurich, A., Tiemeyer, B., Don, A., Fiedler, S., Bechtold, M., Amelung, W., Freibauer, A., 2019. Drained organic soils under agriculture — The more degraded the soil the higher the specific basal respiration. *Geoderma* 355, 113911.
- Schmid, J., Bogenrieder, A., & Schweingruber, F. H., 1995. Verjüngung und Wachstum von Moor-Kiefern (*Pinus rotundata* Link) und Fichten (*Picea abies* [L.] H. Karsten) in Mooren des südöstlichen Schwarzwaldes (Süddeutschland). Mitteilungen der Eidgenössischen Forschungsanstalt für Wald, Schnee und Landschaft 70/2.
- Schneeberger, S., 2013. Juragewässerkorrektur – Wandel einer Moorlandschaft Hagneck – Aarberg. Hydrologischer Atlas der Schweiz, Geographisches Institut, Universität Bern.
- Schulze, E.D., Luyssaert, S., Ciais, P., Freibauer, A., Janssens, I.A., Soussana, J.F., Smith, P., Grace, J., Levin, I., Thiruchittampalam, B., Heimann, M., Dolman, A.J., Valentini, R., Bousquet, P., Peylin, P., Peters, W., Rödenbeck, C., Etiope, G., Vuichard, N., Wattenbach, M., Nabuurs, G.J., Poussi, Z., Nieschulze, J., Gash, J.H., 2009. Importance of methane and nitrous oxide for Europe's terrestrial greenhouse-gas balance. *Nature Geoscience* 2, 842–850.
- Schweizerische Verkehrszentrale, 1977. Rund um den Bielersee. Die Schweiz: Offizielle Reisezeitschrift der Schweizerischen Verkehrszentrale, der Schweizerischen Bundesbahnen, Privatbahnen, Bd. 50.
- Sengbusch, P., 2004. Untersuchungen zur Ökologie von *Pinus rotundata*-LINK (Moor-Kiefer) im Südschwarzwald. Dissertationes Botanicae, Freiburg.
- Siewert, C., 2001. Untersuchungen zur thermischen und biologischen Stabilität der organischen Bodensubstanz. Habilitationsschrift, Institut für Ökologie und Bodenkunde, Technische Universität Berlin.
- Strilesky, S. L., Humphreys, E. R., 2012. A comparison of the net ecosystem exchange of carbon dioxide and evapotranspiration for treed and open portions of a temperate peatland. *Agricultural and Forest Meteorology* 153, 45–53.
- Schweizerischer Bundesrat (Hrsg.), 2020. Bodenstrategie Schweiz für einen nachhaltigen Umgang mit dem Boden. Bundesamt für Umwelt (BAFU), Bundesamt für Raumentwicklung (ARE), Bundesamt für Landwirtschaft (BLW), Bern.
- Stulz, F.-S., 2017. Ein Netz von Biotopen im « Gemüsegarten » der Schweiz. FLS (Fonds Landschaft Schweiz) Bulletin 50, 20-21.
- Teunissen, P., 1988. The non-linear 2D symmetric helmert transformation: An exact non-linear least-squares solution. *Bulletin Géodésique* 62, 1-16.

- Vischer, D., 2001. Die Vorbilder der Juragewässerkorrektion in der Wasserbaugeschichte. Zürich. Seebutz 2001 3, 29-34.
- Vischer, D., Feldmann, H.-U. 2005. Die erste Juragewässerkorrektion, 1868-1891. *Cartographica Helvetica* 32, 17-32.
- VOL, Volkswirtschaftsdirektion des Kantons Bern, 2017. Bodenbericht 2017. Zollikofen.
- Wälti, S., 2019. Flussgeschichte der Aare. <https://aarelauf.ch/flussgeschichte-der-aare/> [Stand: 03.2019; Zugriff am 16 März 2020].
- Wiesmeier, M., Burmeister, J., Treisch, M., Brandhuber, R., 2017. Klimaschutz durch Humusaufbau–Umsetzungsmöglichkeiten der 4 Promille-Initiative in Bayern. In: Bayerische Landesanstalt für Landwirtschaft (LfL), Landwirtschaft im Klimawandel Lösungen, die Geld sparen, pp. 21-30.
- Wichtmann, W., Tanneberger F., Wichmann, S., Joosten, H., 2010. Paludiculture is paludifuture: climate, biodiversity and economic benefits from agriculture and forestry on re-wetted peatland. *Peatlands International* 1, 48-51.
- Wilford, D., Cherubini, P., Sakals, M., 2005. Dendroecology: A Guide for Using Trees to Date Geomorphic and Hydrologic Events. British Columbia Ministry of Forest 58, 1-20.
- Wohlfarth-Meyer, B., 1987. Lithostratigraphische, sedimentologische und chronologische Untersuchungen im Quartär des Schweizer Seelandes (Kantone Bern und Fribourg). *Eclogae Geologicae Helveticae* 80, 207–222.
- Wohlfarth, B., Ammann, B., 1991. The History of the Aare River and the Forealpine Lakes in Western Switzerland. In: L. K. Gregory, J. B. Thornes, L. Starkel (Eds.), *Fluvial Processes in the Temperate Zone in the last 15'000 years*, J. Wiley, pp. 301–318.
- Wohlfarth, B., Schneider, A.M., 1991. Late Glacial and Holocene lake level fluctuations in Lake Biel, Western Switzerland. *Journal of Quaternary Science* 6, 293–302.
- Wüst-Galley, C., Grünig, A., Leifeld, J., 2020. Land use-driven historical soil carbon losses in Swiss peatlands. *Landscape Ecology* 35, 173–187.
- Zihlmann, U., Weisskopf, P., Müller, M., Freund, M., Hirschi, M., Chervet, A., Ramseier, L., Sturny, W., 2019. Entwässerte, landwirtschaftlich genutzte Torfböden beurteilen und nach Bedarf aufwerten. In: Spielvogel, S., Ahl, C. (eds), *Exkursionsführer Bern, DBG Band 119*, pp. 163–178, Bern & Göttingen.
- Zimmermann, L., Raspe, S., Schulz, C., Grimmeisen, W., 2008. Wasserverbrauch von Wäldern. *LWF aktuell*, 66, 16–20.

## Datensätze

- Lüdin P., 1920. Grissach Moos Aufnahme 1920. Massstab 1:5000. Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 21, 22, 23. Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern.
- Vogel, E., 1920a. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 3. Massstab 1:5000. Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 4, 5, 6, 7, 7a. Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1803. <http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373804> (Zugriff: 30.03.2020).
- Vogel, E., 1920b. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 4. Massstab 1:5000. Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 4, 5, 6, 7, 7a. Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1805. <http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373836> (Zugriff: 30.03.2020).
- Vogel, E., 1920c. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 8. Massstab 1:5000. Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 4, 5, 6, 7, 7a. Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1810. <http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373841> (Zugriff: 30.03.2020).
- Vogel, E., 1920d. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 9. Massstab 1:5000. Aequidistanz 0.5 m. Original-Messtischblätter No. 9, 10, 11, 12. Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1811. <http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373842> (Zugriff: 30.03.2020).

- Vogel, E., 1920e. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 11. Massstab 1:5000.  
Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 13.  
Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1812.  
<http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373843> (Zugriff: 30.03.2020).
- Winkler, A., 1920a. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 5 Massstab. 1:5000.  
Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 20.  
Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1807.  
<http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373838>.
- Winkler, A., 1920b. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 6. Massstab 1:5000.  
Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 15, 16, 18, 19.  
Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1808.  
<http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373839>.
- Winkler, A., 1920c. Aufnahme "Grosses Moos" 1920. Plan 7. Massstab 1:5000.  
Aequidistanz 0.50 m. Original-Messtischblätter No. 16, 17, 19.  
Bureau für Juragewässerkorrektion: Bern. Staatsarchiv Bern, Planarchiv I, Nr. AA IV 1809.  
<http://www.query.sta.be.ch/detail.aspx?ID=373840>.



Das Gebiet zwischen Murten-, Neuenburger- und Bielersee, in welchem auch das Grosse Moos liegt, ist das wichtigste Gemüseanbaugebiet der Schweiz und zeichnet sich durch eine hohe landwirtschaftliche Produktivität aus.

Durch die Absenkung der See- und Grundwasserspiegel im Rahmen der beiden Juragewässerkorrekturen sowie aufgrund der landwirtschaftlichen Nutzung reduzierten sich die organischen Böden. Verbreitet existieren heute nur noch dünne Bodenschichten. Für eine produktive Landwirtschaft braucht es aber fruchtbare Böden. In diesem Kontext wurde im Rahmen eines zweisemestrigen Ausbildungskurses im Jahr 2019/2020 mit Studierenden der Universität Zürich zusätzliche Untersuchungen in Angriff genommen (Master-Modul in Geographie: «Integratives Projekt»).

Wir beschäftigten uns mit der Entstehung der Moore im Berner Seeland sowie deren Abbau und der Moorsackung seit den letzten rund 150 Jahren. Es konnten teilweise sehr hohe Kohlenstoffverluste aus Ackerland und Waldgebieten ermittelt werden.

Als Folge der Bodenabsenkungen werden seit mehreren Jahrzehnten lokal Massnahmen getroffen, die von Tiefpflügen bis zu Aufschüttungen reichen um so den Verlust an Bodenfruchtbarkeit zu kompensieren. Wie erfolgreich Aufschüttungen sind und welchen Einfluss sie auf Moorböden haben wird anhand zweier Beispiele diskutiert. Nicht selten geschehen Aufschüttungen unkoordiniert und ohne Absprache mit den zuständigen Behörden.

Ein spezifisches Augenmerk galt den Geländeänderungen seit 1920 bis heute, welche das erste Mal räumlich eingegrenzt und quantifiziert werden konnten. Da im Berner Seeland auch grosse Staatswälder vorhanden sind, stellte sich die Frage, inwiefern das Baumwachstum durch veränderte Grundwasserspiegel beeinflusst wird und welche Auswirkung es auf den Torfabbau haben könnte. Das Drainagesystem und Binnenkanalnetz im Grossen Moos ist mit einer Länge von 80 Kilometern sehr komplex.

Die Reaktion des Wasserstands in den Kanälen auf Niederschlagsereignisse, die Funktionsweise des Kanalsystems, die Rauheit der Kanäle und die Dynamik des Grundwassers wurden vertieft untersucht.

Mit den neuen Fakten lassen sich zwar nicht alle offenen Fragen zur Landschaftsentwicklung im Berner Seeland beantworten, aber es konnten umfassende Daten zur Veränderung der Moorböden infolge intensiver Landwirtschaft und Grundwasserregulation gewonnen werden. Das Berner Seeland steht vor grossen, zukünftigen Herausforderungen um den wachsenden Ansprüchen des Umweltschutzes und der Landwirtschaft gerecht zu werden.